DER ÜBERGANG VOM KALKAPENNIN (MATESE) ZUR MOLISE-ZONE IM GEBIET SÜDLICH VON ISERNIA (SÜD-ITALIEN)

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Ingo Kintscher
aus Königsberg

1968

Druck:

ERNST-REUTER-GESELLSCHAFT
der Förderer und Freunde der Freien Universität Berlin e.V.

DISSERTATIONS-DRUCKSTELLE

1 Berlin 33, Garystr. 45

DER ÜBERGANG VOM KALKAPENNIN (MATESE) ZUR MOLISE-ZONE IM GEBIET SÜDLICH VON ISERNIA (SÜD-ITALIEN)

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Ingo Kintscher
aus Königsberg

I. Referent: Prof. Dr. M. Richter

II. Referent: Prof. Dr. K. J. Mehnert

Tag der mündlichen Prüfung: 10. Mai 1968

Tag der Promotion: 16. AUG. 1968

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Gedruckt mit Genehmigung der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Freien Universität Berlin

INHALTSVERZEICHNIS

		Seite
	Vorwort	5
1.	Lage des Gebietes	6
2.	Vorbemerkungen	6
2.1.	Geologische Übersicht und Stand der Erforschung	6
2.2	Problemstellung	10
2.3	Kartenmaterial	11
3.	Stratigraphie	12
3.1	Fontegreca-Formation	12
3.2	Indiprete-Formation	13
3.21	Fazies 1 (dolomitische Ausbildung)	14
3.22	Fazies 2 (tonig-kieselig-dolomitische Ausbildung)	15
3.3	Monte Coppe-Formation	17
3.4	Coste Chiavarine-Formation	18
3.5	Monte Calvello-Formation	20
3.51	Fazies 1 (kalkige Ausbildung)	20
3.52	Fazies 2 (mergelig-kalkige Ausbildung)	22
3.6	Monaci-Formation	25
3.61	Fazies 1 (mergelig-kalkige Ausbildung)	25
3.611	Liegender Teil	25
3.612	Hangender Teil	30
3.62	Fazies 2 (kalkige Ausbildung)	32
3.7	Montagnola-Formation	36
3.71	Fazies 1 (kalkig-mergelige Ausbildung)	37
3.72	Fazies 2 (konglomeratische Ausbildung)	43
3.8	Morcone-Formation	45
3.81	Fazies 1 (kalkig-mergelige Ausbildung)	45
3.82	Fazies 2 (konglomeratische Ausbildung)	48
3.9	Cusano-Formation	49
3.10	Longano-Formation	54
3.101	Fazies 1 (kalkige Ausbildung)	55
3.102	Fazies 2 (mergelige Ausbildung)	55
3.11	Pietraroia-Formation	57
3.12	Das Orbulina-datum" in Italien und seine stratigraphische Stellung im bearbeiteten Gebiet	59
4.	Der Übergang vom Kalkapennin zur Molise-Zone im bearbeiteten Gebiet	62
4.1	Profile	62
4.2	Der Übergang im Mesozoikum und Tertiär	77
4.21	Mesozoikum	77
4.211	Das Mesozoikum des Kalkapennins	77
4.212	Das Mesozoikum der Molise-Zone	79
4.213	Der Übergang Molise-Zone - Kalkapennin (Matese) im Mesozoikum	79
4.22	Tertiär	81
4.221	Das Tertiär im Kalkapennin	81

		Seite
4.222	Das Tertiär in der Molise-Zone	82
4.223	Der Übergang Matese - Molise-Zone im Tertiär	83
4.2231	Der Übergang im Ober-Paleozän und Eozän	88
4.2232	Der Übergang im Oligozän und Aquitan	90
4.2233	Der Übergang im Miozän	91
5.	Tektonik	92
5.1	Übersicht und Einteilung	92
5.2	Alter der Bewegungen	102
5.21	Mesozoikum	102
5.22	Paläogen	103
5.23	Neogen	104
5.3	Das bearbeitete Gebiet im Hinblick auf die großtektonischen Hypothesen bezüglich des geologischen Aufbaus von Süditalien	105
6.	Mangan-Erze in der Cusano-Formation	107
7.	Zusammenfassung	110
8.	Riassunto	111
9.	Literaturverzeichnis	113
10.	Lebenslauf	

Anlagen: a) Geologische Karte

b) Profiltafel

c) Säulenprofiltafel

VORWORT

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. M. Richter, möchte ich besonders dafür danken, daß er mir ein interessantes Arbeitsgebiet gab und mich auf mehreren Exkursionen mit der Geologie von Süd-Italien vertraut machte. Durch seine Unterstützung und Beratung ermöglichte er es, daß diese Arbeit entstehen konnte.

Herrn Dr. K. Görler gilt mein herzlicher Dank für seine Hilfe. Bei allen Fragen, die bei der Kartierung im Gelände und beim Schreiben dieser Arbeit auftauchten, stand er mir beratend zur Seite.

Bei der Bestimmung einiger Schliffe und Schlämmproben und bei schwierigen mikropaläontologischen Problemen unterstützte mich liebenswürdigerweise Herr Professor Dr. H. Hagn. Er übernahm auch die Bestimmung einiger wichtiger Proben und gab mir wertvolle Literaturhinweise.

Die Alveolinen bestimmte zum großen Teil Herr Professor Dr. L. Hottinger, wofür ich ihm sehr verbunden bin.

Herr Dr. A. v. Hillebrandt unterwies mich und half mir bei der Bestimmung von Proben aus dem Paleozän und Eozän.

Für ihre Beratung und Hilfe danke ich den Herren Dr. J. Liedholz, Dr. K.-J. Reutter und Dr. K. Germann vom Geologisch-Paläontologischen Institut.

Herrn Dr. G. Devoto vom Geologischen Institut der Universität Rom sage ich Dank für die Bestimmung einiger Proben.

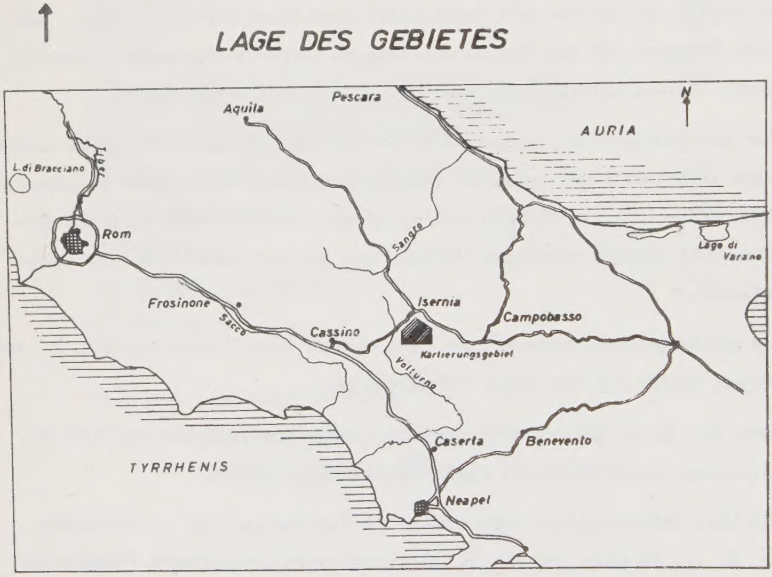
Die italienischen Kollegen am Geologischen Institut der Universität Neapel, besonders Herr Dr. T. Pescatore, waren stets bereit, mir wichtige Literatur zugänglich zu machen.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte mich finanziell bei meinem Aufenthalt in Italien im Jahre 1966.

Allen, die mir geholfen haben, sei nochmals mein aufrichtiger Dank ausgesprochen.

1. Lage des Gebietes

Das bearbeitete Gebiet liegt ungefähr 140 Kilometer südöstlich von Rom und 100 Kilometer nördlich von Neapel in der Region der Molise (Provinz Campobasso).



Das Kartierungsgebiet, im nordwestlichen Matese, umfaßt 140 Quadratkilometer. Die Grenzen wurden so gewählt, daß sowohl die Fazies der Molise-Zone, als auch die Fazies des Kalkapennins erfaßt wurden.

2. Vorbemerkungen

2.1. Geologische Übersicht und Stand der Erforschung

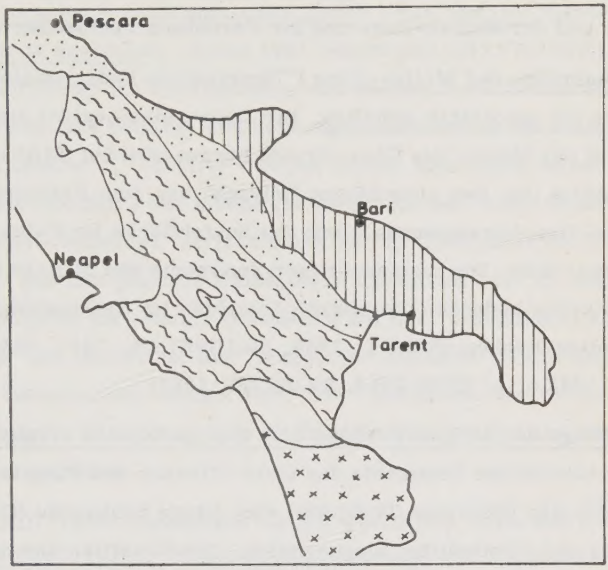
Die Geologie von Süditalien wird von vier großen geologischen Einheiten bestimmt, die apenninisch streichen (siehe SELLI, 1962, MANFREDINI, 1963, GÖRLER & RICHTER, 1966). Von Westen nach Osten lassen sich unterscheiden:

1) Kalkapennin

2) Molise-Zone

3) Bradanischer Graben,

4) Gargano und Murge



Die geologischen Einheiten Süditaliens (nach GÖRLER & RICHTER, 1966). Maßstab 1 : 9 500 000.

Die Einheiten 1 und 4 zeichnen sich durch eine ähnliche Lithologie und Stratigraphie aus. Mächtige neritische Kalke und Dolomite (im wesentlichen Jura und Kreide) herrschen vor, über die Miozän transgrediert. Im Paläogen besteht eine Schichtlücke (SELLI, 1957, SCARSELLA, 1957, MANFREDINI, 1963). Zwischen die Einheiten 2 und 4 ist noch eine "pliozäne Tiefenrinne" eingeschaltet, mit mächtigen, mergelig-tonigen Ablagerungen des Pliozäns und Quartärs (GÖRLER &

RICHTER, 1966). Die Einheit 2 wird durch eine tonig-mergelig-kieselige Sedimentation von der Unter-Kreide bis zum Miozän/Pliozän gekennzeichnet.

Es werden vier verschiedene Hypothesen über die Bildung des Kalkapennins und der Molise-Zone und ihr Verhältnis zueinander vertreten.

a) Die Sedimente der Molise-Zone ("Depressione Sudappenninica") werden für autochthon gehalten. Die Depression beginnt sich bereits in der Mittel- bis Ober-Kreide herauszubilden (MANFREDINI, 1963 a, b). Der autochthone "Flysch" aus dem Paläogen der Molise-Zone korrespondiert mit der Schichtlücke im Kalkapennin zu dieser Zeit. Die molasseartigen Sedimente des Mittelmiozäns bis Pliozäns bedecken die älteren Schichten im Kalkapennin und im Molise-Becken (BALLY, 1954, SCARSELLA, 1957, MANFREDINI, 1963 a, b, GÖRLER & RICHTER, 1966).

b) Die Anlage des Molise-Beckens soll erst im Miozän erfolgt sein. In die klastischen Sedimente des Ober-Miozäns und Pliozäns in Flyschfazies (teilweise Turbidite) sind ältere Sedimente (Olistho-strome und Olistholithe) eingeschaltet. Die Fossilien aus der Kreide und dem Paläogen sind umgelagert (BENEO, 1958).

c) Die Sedimente der Molise-Zone sollen allochthon sein (SELLI, 1957, 1962). Dieser Autor unterscheidet fünf verschiedene Gleitdecken ("coltri"), die sich jeweils aus "zolle inglobate" und "terreni caotici" aufbauen. Die "terreni caotici" bestehen aus plastischem Material (Tone und Mergel) und stellen das tektonische Schmiermittel der Gleitdecken dar. Die "zolle inglobate", meist Kalke, sind bei der Bewegung zerbrochen und in die plastischen Sedimente eingebettet worden. Die einzelnen Decken sollen zwischen dem Langhiano und dem Unter-Pliozän bis zu 120 km weit aus dem Gebiet der heutigen Tyrrhenis nach Osten überschoben worden sein. Die Unterlage der "coltri sannitiche" (die Deckeneinheit, die am westlichsten in der Nähe des bearbeiteten Gebietes liegt) wird von den paläoautochthonen Formationen von Pietraroia und Frosolone (Torton), vom Mesoautochthon der Formation von Tufillo und Agnone und stel-

lenweise auch von der Ober-Kreide der autochthonen Kette des Kalkapennins gebildet. Auf den Gleitdecken liegen neoautochthone Sedimente des Tortons bis Pliozäns.

d) Der Kalkapennin oder zumindest große Teile von ihm werden als allochthon angesehen. Schon 1921 beschreibt GRZYBOSWKI die Überschiebung des Kalkapennins von Westen nach Osten. Durch die Ergebnisse neuerer Tiefbohrungen im Bereich des Kalkapennins (Contursi 1, Trevi 1) - in den beiden Bohrungen wurde nach dem Durchteufen 3 km mächtiger mesozoischer Kalke Miozän angetroffen - angeregt, meinen FANCELLI, GHELARDONI & PAVAN (1966), daß der gesamte Kalkapennin allochthon sei. Er soll im Ober-Miozän als oberste Gleitdecke auf den "complesso calcareo-siliceo" und dieser auf den "complesso fliscoide" von Westen nach Osten überschoben worden sein. Die Vorkommen von obermiozänen Mergeln in Grabenzonen im Kalkapennin werden als tektonische Fenster gedeutet.

ACCORDI (1966) berechnete für die westlichen Teile des Kalkapennins (Lepini-Ausoni) Überschiebungsbeträge der Kalkserien von 50 bis 60 km, dagegen sollen in den östlichen Partien des Kalkapennins (Maiella) nur noch Überschiebungen bis zu 3 km vorliegen. Als Ursache der gravitativen Gleitungen in Form einer "orogenen Welle" von Westen nach Osten sei die Hebung einer schmalen Schwellenzone im Gebiet der heutigen Tyrrhenis im Ober-Miozän anzunehmen. Die Massen in der Nähe der Tyrrhenis (Circeo, Lepini-Ausoni, Simbruini) machen die größten Bewegungen durch, wobei sie sich untereinander überschieben und allochthon werden.

Übereinstimmend beschreiben beinahe alle genannten Autoren das direkte Aneinandergrenzen von Kalkapenninfazies und Molise-Zonen-Fazies an einem tektonischen Kontakt oder die randliche Überschiebung von Einheiten des Kalkapennins auf die mergelig-tonigen Sedimente des Molise-Beckens am Ende des Miozäns (siehe auch CARISSIMO, D'AGOSTINO, LODDO, PIERI, 1963 und PIERI, 1966).

Die lokale Überschiebung von "Molise-Flysch" auf Miozän, das transgressiv auf Ober-Kreide lagert, also auf die Kalkapennin-Fazies, wird zuerst von SCARSELLA (1957) aus dem Nordost-Matese bei Cusano Mutri, Pietraroia und Guardiaregia beschrieben, später dann von GÖRLER & RICHTER (1966) aus dem Raum von Pizzone-Alfedena und von VOGEL (1968) südlich von Alfedena.

2.2. Problemstellung

Sämtliche Hypothesen, die eine Allochthonie entweder des Kalkapennins oder der Molise-Zone fordern, gehen von Verhältnissen aus, die den direkten tektonischen Kontakt beider Faziesbereiche zur Grundlage haben. Laterale, kontinuierliche Übergänge zwischen beiden Fazies, wie sie bei einer autochthonen Anlage beider Einheiten vorkommen müssen, sind bisher nicht beschrieben worden. Vereinzelt wird die Existenz einer Übergangsserie erwähnt (z. B. MANFREDINI, 1963, am Ost-Matese-Rand), aber dann nur am Beispiel eines Profiles oder einer einzigen Serie.

Im Grenzbereich von Matese (Kalkapennin) zur Molise-Zone südlich von Isernia sollte versucht werden, einen lateralen Übergang zwischen beiden Fazies-Einheiten nachzuweisen, der nicht durch einen tektonischen Kontakt verwischt wird. Eine großmaßstäbliche Kartierung (1 : 10000) erschien dazu sinnvoll, zumal die letzte Geologische Karte (Maßstab 1 : 100000, F°161, Isernia) aus dem Jahre 1934 stammt. Möglichst genaue stratigraphische Profile sollten einen altersmäßigen Vergleich verschiedener Fazies aus beiden Einheiten ermöglichen und einen vermuteten Übergang nachweisen.

Zu Beginn der Arbeit im Gelände, im Sommer 1964, waren wichtige Arbeiten über die Stratigraphie und die tektonischen Zusammenhänge des Übergangsgebietes Kalkapennin-Molise-Zone noch nicht veröffentlicht. Sie erschienen in den folgenden Jahren und gestatteten es, Vergleiche mit den eigenen Ergebnissen zu ziehen, sie zu überprüfen und neue Anregungen zu gewinnen.

2.3 Kartenmaterial

Als Arbeitsunterlagen für die Kartierung wurden photographische Vergrößerungen im Maßstab 1 : 10000 der Tavolette Monteroduni, S. Agapito, Macchiagodena, Capriati al Volturno, Gallo, Roccamandolfi des Instituto Geografico Militare (Florenz) (1 : 25000) benutzt.

3. STRATIGRAPHIE

3.1. Fontegreca-Formation

PESCATORE (1965) beschreibt bei Fontegreca weiße, kristalline Dolomite der Ober-Trias bis Infralias unter dem Namen "Formazione di Fontegreca". Nach MANFREDINI (1965) bildet diese Formation die Basis der Abruzzenfazies. Im Hangenden folgt im Matese (Monte Monaco di Goia) die Palaeodasycladus mediterraneus-Biozone (SARTONI & CRESCENTI, 1962), die den Zeitraum des Lias umfaßt.

Lithologie: Es handelt sich um kristalline, weißliche bis graue Dolomite, die stellenweise gut geschichtet sind. Häufig sind Bänke dolomitischer Kalklithite, die Kalkalgen und wenige Foraminiferen enthalten, eingeschaltet. In Dünnschliffen zeigen die dolomitischen Kalke eine brekziöse Struktur. Die Grundmasse besteht aus Mikrit mit zahlreichen Dolomit-Rhomboedern. Eingelagert sind: Kalkspatbruchstücke, die randlich teilweise von idiomorphen Dolomitkristallen verdrängt werden, mikrokristalline Dolomite in größeren Bruchstücken, dolomitisierte Intrasparite und Oosparite sowie Kalkalgen.

Fossilien: Im liegenden Teil der Formation erwähnt PESCATORE (1965) Worthenia und Megalodon, aus dem hangenden Teil werden von ihm keine Fossilien beschrieben (siehe 1965, Seite 119, hier am Monte Croce sind nur 40 m der Formation aufgeschlossen).

In Dünnschliffen aus einigen dolomitischen Kalken konnten folgende Kalkalgen und eine Foraminifere bestimmt werden:

Solenopora sp.
Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI)
Cayeuxia piae FROLLO
Triasina hantkeni MAJZON

Alter: Eine genaue Aussage über das Alter aufgrund dieses Befundes ist nicht möglich, da keine der bestimmten Kalkalgen auf nur eine Biozone beschränkt ist. Thaumatoporella parvovesiculifera wird von SARTONI & CRESCENTI (1962) aus dem Rhät? Lias bis zum Unter-Eozän angegeben, wobei sie besonders im Lias und in der

Kreide häufig ist. Cayeuxia soll nach COLACCICHI (1964) im Lias (Zone des Palaeodasycladus mediterraneus) häufig vorkommen, tritt aber ebenfalls noch in der Unter-Kreide auf (SARTONI & CRESCENTI, 1962). Triasina hantkeni hat eine Akme im Rhät (Treatise, S. C. 484). Es muß angenommen werden, daß zumindest der obere, aufgeschlossene Teil der Formation in der näheren Umgebung des Monte Croce in den Lias gehört und nicht mehr in die Ober-Trias zu stellen ist ("zona sterile" oder "zona atipica" bei SARTONI & CRESCENTI, 1962), zumal im bearbeiteten Gebiet nirgends in dieser Formation Worthenia oder Megalodon gefunden werden konnten.

Die angedeutete Wechsellagerung von dolomitischen Kalken und feinkristallinen Dolomiten könnte nach FAIRBRIDGE (1957) ein Hinweis auf frühdiagenetische Dolomitisation sein. Primär wird wahrscheinlich eine Folge von Mg-reichen Flachwasserkalken, Algen-Biomikriten bis Biolithiten, Oospariten und Kalkbrekzien vorgelegen haben.

Lias (Unter-Lias)
Mächtigkeit: Aufgeschlossen sind etwa 40 bis 50 Meter.
Typische Aufschlüsse: Mte. Codacchio, Mte. Croce.
Laterale und horizontale Übergänge: Es besteht eine Schichtlücke bis zur Ober-Kreide. Die Monte Calvello-Formation (Ober-Kreide) beginnt an ihrer Basis mit einem wenige Meter mächtigen Transgressionskonglomerat. Neben Dolomit-Geröllen der Formation von Fontegreca sind hellbraune Biolithite aus dem Ober-Jura mit Solenopora sp., Bankia striata ? (CAROZZI), Selliporella sp., Cayeuxia sp. und Trocholina sp. sowie Gastropoden aufgearbeitet (nach SARTONI & CRESCENTI, 1962, Zone der Salpingoporella appenninica, Ober-Tithon).

3.2 Indiprete-Formation

Als Typlokalität wurde von PESCATORE (1965) die Ortschaft Indiprete, etwa 11 km östlich von Isernia gelegen, angegeben, die im Norden des bearbeiteten Gebietes liegt.

Die entsprechende Formation steht jedoch nicht direkt am Ort Indiprete an, sondern einige hundert Meter südlich am Nordhang des Monte Patalecchia in ungefähr 850 m Höhe.

Das Liegende sollen nach PESCATORE (1965, S. 121) Dolomite der Fontegreca-Formation (Trias) bilden. Bei der Kartierung dieses Bereiches konnte festgestellt werden, daß auch die hier anstehenden Dolomite nur eine besondere Fazies der Formation von Indiprete sind. Im bearbeiteten Gebiet sind zwei verschiedene Fazies der Formation zu unterscheiden.

3.2.1 Fazies 1 (dolomitische Ausbildung)

Lithologie: Es sind helle, poröse, feinkristalline Dolomite, die in ungeschichteten Massen von einigen hundert Metern seitlicher Erstreckung anstehen. Teilweise enthalten sie Gerölle und Brocken verschiedener dolomitisierter Kalke, im einzelnen: dolomitisierte Intrasparite, die Gastropodenreste, Textulariidae und Valvulinidae enthalten (eine genaue Bestimmung ist aufgrund der fortgeschrittenen Dolomitisierung nicht mehr möglich, ein Alter von Jura bis Unter-Kreide wäre möglich), feinkörnige, kristalline Dolomite, die lagenweise angereicherte Radiolarien und Schwammnadeln enthalten und eine schwache grünliche Färbung zeigen.
Die wesentlichen Unterschiede gegenüber den Dolomiten der Formation von Fontegreca sind:

a) Organische Relikte (Kalkalgen usw. fehlen).
b) Dolomitisierungsgrad (siehe STEFFENS, 1967) nimmt von außen nach innen zu.
c) Die Dolomite sind ungeschichtet.
d) Es liegt keine Wechsellagerung von Dolomiten und nur Mg-reichen detritischen bis biogenen Kalken vor.

Mächtigkeit: Aufgeschlossen sind maximal 50 Meter.

Horizontale und laterale Übergänge: Seitlich und zum Hangenden liegt ein allmählicher Übergang in die Fazies 2 vor.

3.2.2 Fazies 2 (tonig-kieselig-dolomitische Ausbildung)

Lithologie: Diese Fazies ist durch schwarze, polygene Brekzien mit teilweise dolomitischem Zement in 1-3 Meter mächtigen Bänken gekennzeichnet. Außerdem findet man grün-gelbe, mikrokristalline Dolomite (5-20 cm mächtige Bänke), grüne bis braune, dolomitische Mergel, dunkle Tone, Radiolarien-Biomikrite und schwarze Hornsteinlagen (1-5 cm). Die grünlichen Dolomite zeigen in Dünnschliffen eine interne Bänderung, die durch Lagen verschiedener Korngröße der Dolomitkristalle hervorgerufen wird. Die Dolomite sind eisenhaltig. Eir Fe-Anreicherung in braunen Bändern und Flecken ist zu beobachten.

Die Brekzien enthalten aufgearbeitete mesozoische Kalke des Kalkapennins, Globigerinen-Radiolarien-Biomikrite, dolomitisierte Intrasparite, Biomikrite mit Orbitolinenresten, Rudistentrümmer und Kalkspatbruchstücke. Häufig sind schwarze Hornsteinbruchstücke eingelagert. Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß die Kieselsäure in manchen Hornsteinen als Quarz, in anderen als Chalzedon auskristallisiert ist. Sphärolithe aus Chalzedon können ebenfalls unter dem Mikroskop beobachtet werden. Kalzitbruchstücke und Schalenreste werden meist randlich und von Spaltrissen ausgehend von Chalzedon verdrängt. Die metasomatische Verdrängung von kalzitischen Schalenbruchstücken durch Chalzedon als Verkieselungssubstanz wird auch bei TRÖGER (1967) erwähnt. Auch der entgegengesetzte Prozeß, die randliche Verdrängung von Hornsteinen durch Kalkspat liegt vor. CORRENS (1967, S. 190/191) erwähnt, daß in Sedimenten vorhandene Kieselsäure (in Form von Hornsteinen und Radiolarien) im alkalischen Medium gelöst wird, unter gleichen Bedingungen wird Kalk ausgeschieden. In sauren Lösungen wird Kalk aufgelöst und Kieselsäure ausgeschieden. Der Schlämmrückstand der Mergel besteht beinahe ausschließlich aus idiomorphen Dolomitkristallen. Auch in den Brekzien sind im mikritischen Zement häufig Dolomitrhomboeder eingelagert.

Eine Dreiteilung der Formation, wie sie zum Beispiel STEFFENS (1967) bei Pesche durchführt, ist hier aufgrund der starken Tektonik und der schlechteren Aufschlußverhältnisse nicht möglich.

Die Dolomite der Fazies 1 können durch spätdiagenetische bis post-diagenetische Dolomitisation entstanden sein. Daß sie gut kristallisiert und porös sind, spricht dafür (siehe FAIRBRIDGE, 1957). Eine Wechsellagerung von dolomitischen Kalken und nur Mg-reichen Kalken liegt nicht vor, die Dolomitisierungsgrenzen queren und verwischen die Schichtung (Kennzeichen für spätdiagenetische Dolomitisierung nach FÜRCHTBAUER & GOLDSCHMIDT, 1965 und FAIRBRIDGE, 1957), Fossilien sind auch in Relikten nicht vorhanden.

Die Ausgangsgesteine werden weitgehend die seitlich anstehenden Brekzien, die Globigerinen-Radiolarien-Biomikrite, die stark dolomitisiert als Gerölle in den Dolomiten stecken und die grünlichen Dolomite gebildet haben.

Für die gut geschichteten, grünen bis hellbraunen Dolomite der Fazies 2 ist eine frühdiagenetische Dolomitisation wahrscheinlich. Sie sind geschichtet, die primären Sedimentstrukturen sind weitgehend erhalten, Eisenanreicherungen kommen vor (nach FAIRBRIDGE, 1957, typisch für frühdiagenetisch gebildete Dolomite), und eine Wechsellagerung mit Mergeln und Kalken ist zu beobachten.

Als Ursache der Dolomitbildung ist die sekundäre Dolomitisierung primär Mg-haltiger, kalkiger Sedimente, die im Küstenbereich gebildet wurden, anzunehmen. Da die Dolomite der Fazies 1 an die große Verwerfung, die den Mte. Patalecchia heraushebt, gebunden sind, könnte die Dolomitisation auch durch regionalen Druck verstärkt worden sein.

Alter: Die Konglomeratbrocken, die in den Dolomiten enthalten sind, können mit Ober-Jura bis Unter-Kreide datiert werden. Für die Dolomite kommt also nur ein etwa gleiches Alter oder eine Ablagerungszeit, die nach dem Ober-Jura liegt, in Frage. Die seitliche Verzahnung mit der Fazies 2 deutet auf ein Alter von Neokom-Alb hin. Schlämmproben aus den tonigen Mergeln und dolomitischen Mergeln enthielten im bearbeiteten Gebiet keine Mikrofaunen. Faunen aus den entsprechenden Mergeln bei Pesche sind in das Ober-Alb zu stellen (siehe STEFFENS, 1967). Schliffe aus den Brekzien im hangenden

Teil der Fazies 2 zeigen neben Orbitolina sp. auch Rotalipora appenninica und Praeglobotruncana delrioensis, so daß für diese Horizonte der Fazies 2 ein Alter von Ober-Alb bis Unter-Cenoman angenommen werden kann.

Mächtigkeit: Fazies 1 ist maximal mit 50 Meter aufgeschlossen, Fazies 2 ist 100 bis 150 Meter mächtig.

Typische Aufschlüsse: Nord-Abhang des Mte. Patalecchia

Horizontale und laterale Übergänge: Der Übergang zur hangenden Mte. Coppe-Formation erfolgt kontinuierlich. Brekzien mit Orbitolinen und Globotruncanen kennzeichnen den Übergangsbereich. Seitlich scheint die Formation auszukeilen.

3.3 Monte Coppe-Formation

PESCATORE (1965) beschreibt aus dem Gebiet des Ost-Matese Kalke mit Mergeln und roten sowie schwarzen Hornsteinen unter dem Namen "Formazione di Monte Coppe". Nach ZANFRÀ (1963) treten folgende Fossilien auf: Orbitolina conoidea, Rotalipora appenninica, Globotruncana helvetica, Globotruncana renzi, das Alter gibt sie mit Apt bis Turon an.

MANFREDINI (1963) bezeichnet diese Formation als typisch für den Grenzbereich zwischen Kalkapennin und Molise-Depression. (Hornsteine kennzeichnen seiner Meinung nach den Übergangsbereich).

Lithologie: Es besteht eine Wechsellagerung von gut geschichteten, hellen Globigerinen-Radiolarien-Biomikriten und Kalklithiten (Kalkarenite) mit dunkelroten und tiefgrünen Mergeln. In die Kalkbänke (1-20 cm mächtig) sind rote und schwarze Hornsteine in dünnen, seitlich rasch auskeilenden Lagen und in Linsen eingeschaltet. Der Anteil der Mergel an der Formation schwankt erheblich (0-30 %).

Im Liegenden der Mte. Coppe-Formation treten mächtige Kalkbrekzien (einzelne Bänke bis zu 3 m) auf. Sie bestehen aus aufgearbeiteten mesozoischen Kalken des Kalkapennins und aus Radiolarien-Biomikriten der

Indiprete-Formation. Der mikritische Zement ist im Übergangsbereich zur liegenden Indiprete-Formation dolomitisiert.

Fossilien: in den Radiolarien-Globigerinen-Biomikriten:

Hastigerina sp.
Hedbergella infracretacea
Heterchelix sp.

in den Kalklithiten:

Globotruncana cf. helvetica BOLLI
Globotruncana cf. imbricata (MORNOD)
Globotruncana ex gr. lapparenti
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)
Rotalipora appenninica (RENZ)

In der Grundmasse der Brekzienbänke treten Orbitolinen auf.

Alter: Nach BORSETTI (1962), die Globotruncanen aus der Provinz von Pesaro beschreibt, entspricht die Faunenzusammensetzung etwa dem Cenoman - Unter Turon.
Gl. helvetica, Gl. imbricata sind erst in den hangenden Partien der Formation - zusammen mit Gl. ex gr. lapparenti (U. Turon) zu finden.

Mächtigkeit: 50 - 100 Meter

Typische Aufschlüsse: Nord-Abhang des Mte. Patalecchia

Horizontale und laterale Übergänge: Der Übergang zur hangenden Coste Chiavarine-Formation erfolgt ganz allmählich. Nach Süden dürfte sie sich mit der M. Kreide des Kalkapennins verzahnen.

3.4 Coste Chiavarine-Formation

Als Typlokalität gibt PESCATORE (1965) die Coste Chiavarine, die 3 km nördlich von San Lupo (Benevento) liegt, an.

Lithologie: Man findet zumeist bräunliche Kalklithite in wohlgeschichteten Bänken von 10 bis 50 cm Mächtigkeit. Weiß verwitternde Hornsteinlinsen und Hornsteinknoten in den grobkörnigeren Bänken unterscheiden sie von der liegenden Formation vom Mte. Coppe.
Die Lithoclasts (nach FOLK, 1962, eckige Kalkbrocken, die postdia-

genetisch aufgearbeitet und umgelagert worden sind) können sowohl in eine mikritische Grundmasse als auch in eine sparitische Matrix eingebettet sein und zeigen eine Kornklassierung. Man findet Lagen verschiedener Korngröße in einer Bank.
Größere Brocken lassen sich noch als Globigerinen-Mikrite der Mte. Coppe-Formation und als mesozoische Kalke aus dem Kalkapennin erkennen.
In einigen Schliffen treten in der Grundmasse Dolomit-Rhomboeder auf.

Fossilien:
Globotruncana arca arca (CUSHMAN) vel
Globotruncana convexa SANDIDGE
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI
Globotruncana lapp. bulloides VOGLER
Globotruncana lapp. coronata BOLLI
Globotruncana lapp. inflata BOLLI
Globotruncana lapp. lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapp. tricarinata (QUEREAU)
Heterohelix sp.
Hedbergella sp.

Alter: Nach A.M. BORSETTI (1962) sind diese Globotruncanen im Zeitraum von Unter Turon bis etwa Ober Santon häufig.
Die Faunenliste wurde aufgrund von Artbestimmungen aus Dünnschliffen, die verschiedenen Horizonten der Formation entstammen, zusammengestellt. Nur wenige Horizonte sind altersmäßig genauer einzuordnen, da sie Globotruncanen-Arten enthalten, die einen zeitlich begrenzten Leitwert besitzen, zum Beispiel Globotruncana lapp. bulloides (Turon - U. Santon) im Liegenden der Formation oder Globotruncana stuarti s.l. aus dem Hangenden (nach BOLLI, 1966, siehe Tafel 4, auf das Campan und Maastricht beschränkt).

Turon bis Santon (Campan?)

Mächtigkeit: maximal 60 Meter

Typische Aufschlüsse: Mte. Patalecchia

Horizontale und laterale Übergänge: Der Übergang zur hangenden Mte. Calvello-Formation ist durch eine kontinuierliche Änderung

der Lithologie auf wenigen Metern gekennzeichnet. Die braunen Kalklithite werden von weißen, kristallin erscheinenden Kalklithiten ersetzt, Hornsteine treten nicht mehr auf. Nach Süden liegt vermutlich eine Verzahnung mit den Rudistenkalken des Kalkapennins vor.

3.5 Monte Calvello-Formation:

PESCATORE (1965) unterscheidet eine kalkige Fazies und eine kalkig-mergelige Fazies der "Formazione di Monte Calvello". ZANFRÀ (1963) beschreibt aus dem Übergangsgebiet des Ost-Matese zum Molise-Becken detritische Kalke aus dem Ober-Senon, SIGNORINI & DEVOTO (1962) und DEVOTO (1963) aus der Gegend von Frosolone und vom Mte. Croce bei Venafro. Die Mächtigkeit der "calcari pseudosaccaroidi bianchi" gibt MANFREDINI (1963) mit einigen hundert Metern an. Zum Kalkapennin hin verzahnt sich die Formation mit Rudistenkalken.

3.5.1 Fazies 1 (kalkige Ausbildung):

Lithologie: Weiße detritische Kalke (Kalkarenite bis Kalkrudite nach PETTIJOHN, 1957 und CAROZZI, 1960, Kalklithite nach FOLK, 1962), Kalk-Brekzien und Kalk-Konglomerate wechseln miteinander ab. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen schwankt zwischen 2 cm bis 1 m, während die Brekzien und Konglomerate meist ungeschichtet sind.

Häufig besteht die Formation aus einer Wechsellagerung feingeschichteter Lagen (2-10 cm), makroskopisch völlig homogen erscheinender Kalke, mit bis zu 1 m mächtigen Bänken grobkristalliner Kalke mit Rudistentrümmern. Unter dem Mikroskop erweisen sich beide Typen als Kalklithite, die sich nur durch die Korngröße der "Lithoclasts" unterscheiden. Die "Lithoclasts" bestehen hauptsächlich aus Hippuriten- und Radiolitiden-Schutt und verschiedenen mesozoischen Kalken des Kalk-Apennins. Sparitischer Zement ist vorherrschend. Rudistentrümmer enthaltende Intrasparudite sind seltene Gesteinstypen, weil zu jenem Zeitpunkt die Abtragung älterer Sedimente hauptsäch-

lich erst nach der "lithification" erfolgte (siehe FOLK, 1962) und deshalb Kalklithite bevorzugt gebildet wurden. Die dünnbankigen Lagen werden durch millimeterdünne, grünliche Ton-Mergel-Häute zwischen den Schichten getrennt, die als Folge von Lösungserscheinungen an den Schichtgrenzen gedeutet werden können. Einschaltungen dolomitischer Kalkbänke kommen stellenweise vor.

Fossilien:
Siderolites calcitrapoides (LAMARCK)
Orbitoides tissoti SCHLUMBERGER
Lepidorbitoides sp.
Omphalocyclus sp.
Orbitoides medius D' ARCHIAC
Globotruncana conica WHITE
Globotruncana contusa contusa CUSHMAN
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana stuarti stuarti (DE LAPPARENT)
Rudisten-Schutt

Alter: Campan bis Maastricht

Mächtigkeit: 200-250 m

Horizontale und laterale Übergänge: MANFREDINI (1963) erwähnt Zwischenschaltungen von roten Mergeln (Typ Scaglia) in der Ober-Kreide (entsprechend der Mte. Calvello-Formation). Eine ähnliche Abfolge steht im bearbeiteten Gebiet an der Straße nach S. Agapito, etwa 200 m vor dem Ortseingang, an (siehe Profil 13).
Rote und dunkelgrüne Mergel, die mit Milioliden-Biospariten und Orbitoides enthaltenden hellen Kalklithiten wechsellagern, kommen dort vor.

Fossilien: in den Mergeln:

Globotruncana caliciformis (DE LAPPARENT)
Globotruncana contusa contusa (CUSHMAN)
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Rugoglobigerina sp.

HERM (1962) beschreibt entsprechende Faunen aus dem Unter-Maastricht.

Der hangende Teil der kalkigen Fazies wird von verschiedenen italienischen Autoren in einzelnen Profilen in das Unter- bis Mittel-Paleozän gestellt (MANFREDINI, 1963, DEVOTO, 1963, CATENACCI, 1965, PESCATORE, 1965). SIGNORINI & DEVOTO (1962) beschreiben aus der Gegend von Frosolone Kalke des Unter- bis Mittel-Paleozäns in gleicher lithologischer Ausbildung wie die Ober-Kreide, die sich jedoch durch die Mikrofauna vom liegenden Maastricht unterscheiden: Komplex A_2 : neben umgelagerten Foraminiferen der Ober-Kreide treten Miscellanea miscella (D' ARCHIAC), Lockartia, Pararotalia und im Zement für das Paleozän typische Globigerinen und Globorotalien auf, im obersten Teil kleine Nummuliten, Discocyclinen und manchmal Alveolinen.
Im bearbeiteten Gebiet gelang es, in zwei Profilen (siehe Profil 1 und 4) im hangensten Teil der Formation vom Mte. Calvello in Dünnschliffen eine paleozäne Fauna nachzuweisen.
Im sparitischen Zement der Kalklithite treten Globigerinen und Globorotalien des Mittel-Paleozäns auf, kleine Nummuliten und Discocyclina cf. seunesi. Das Alter dürfte der Zone mit kleinen Nummuliten bei DEVOTO (1963) entsprechen, also Mont bis Thanet sein.

3.5.2 Fazies 2 (mergelig-kalkige Ausbildung):

Lithologie: Gut geschichtete (Bänke bis zu 10 cm Mächtigkeit) helle, mergelige Kalke mit roter, gelber und grüner Bänderung überwiegen. Wenige dickbankige Lagen brauner bis gelblich-grüner detritischer Kalke sind eingelagert.
In Dünnschliffen sieht man, daß die gebänderten Kalke sich aus Kalklithitlagen mit sparitischem Zement und Mikritlagen aufbauen. Die eingeschalteten gröberen Bänke bestehen teils aus grobkörnigen Kalklithiten teils aus Orbitoides-Siderolites enthaltenden Kalklithiten mit mikritischer Grundmasse. Die Lithoclasts bestehen aus Milioliden-Biospariten, Oospariten und Orbitolinen enthaltenden Mikriten. In die mikritische Matrix sind häufig Dolomit-Rhomboeder eingelagert.

Fossilien: Orbitoides medius D' ARCHIAC
Lepidorbitoides sp.
Pseudosiderolites SMOUT (Siderolites vidali DOUVILLE)
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana ex gr. lapparenti
Globotruncana leupoldi BOLLI
Globotruncana stuarti stuarti (DE LAPPARENT)
Heterohelix sp.

Alter: Campan - Maastricht

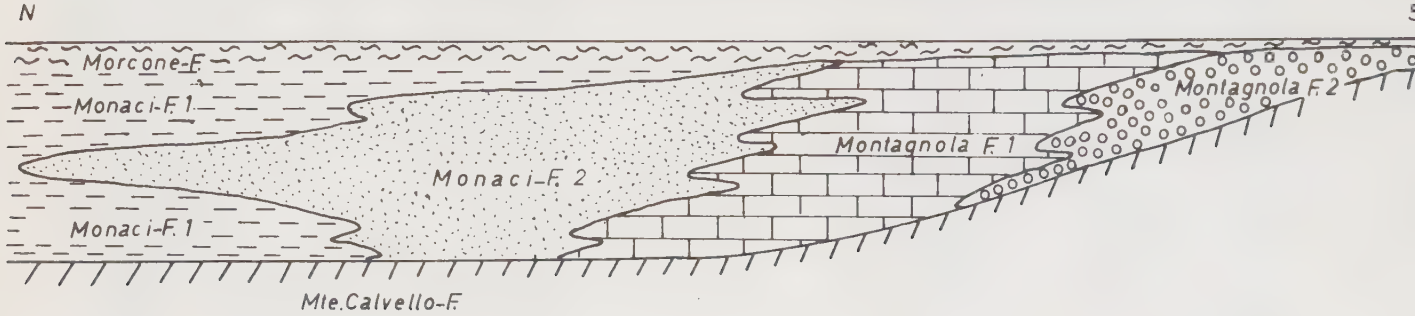
Mächtigkeit: 50 - 60 Meter

Typische Aufschlüsse: Mte. Codacchio

Horizontale und laterale Übergänge: Dieser Teil der Mte. Calvello-Formation ist nur als Faziesdifferentiation zu betrachten, die in Form von eingeschalteten Lagen und linsenförmigen Körpern in der kalkigen Fazies auftritt.

Das Hangende der Mte. Calvello-Formation bilden Sedimente aus dem Eozän. Von Norden nach Süden lassen sich im untersuchten Gebiet etwa die Faziesbereiche unterscheiden, die in der folgenden Skizze eingezeichnet sind.

SCHEMA DER VERSCHIEDENEN FAZIESBEREICHE IM EOZÄN



3. 6 Monaci-Formation

Kalkarenite und Kalklutite mit Zwischenschaltungen von roten Mergeln werden von PESCATORE (1965) am Ost-Mateserand unter dem Namen "Formazione di Monaci" beschrieben und in das Eozän gestellt (siehe auch ZANFRÀ, 1963).

Der kieselige und mergelige Komplex der "Formazione della Montagnola" (SELLI, 1957) stimmt nach der Beschreibung mit der "Formazione di Monaci" bei PESCATORE (1965) und dem "Komplex B_b", vom Typ "Scaglia" aus dem Unter- bis Mittel-Eozän bei SIGNORINI (1962) überein. (Siehe auch S. 36 beim Verfasser.)
Die starke laterale Faziesdifferentiation dieser Formation im Übergang von Matese zum "Molise-Becken" im bearbeiteten Gebiet ließ es nötig erscheinen, diese in zwei verschiedene Fazies zu untergliedern. In Anlehnung an PESCATORE (1965) lassen sich eine mergelig-kalkige und eine kalkige Fazies unterscheiden.

3. 6. 1 Fazies 1 (mergelig-kalkige Ausbildung)

3. 6. 1. 1 Liegender Teil

Lithologie: Hellgelbe-rote (grüne) kalkige Mergel treten in Wechsellagerung mit dünnbankigen Globigerinen-Biomikriten und Mikriten sowie gleichfarbigen Alveolinen-Nummuliten-Biomikruditen bis schlecht ausgewaschenen Biosparruditen in 20 bis 50 cm mächtigen Bänken auf.

Rote Hornsteinlinsen enthalten als kalzitische Relikte Nummuliten, Assilinen, Alveolinen und Discocyclinen.

Fossilien: Die überwiegend planktonische Foraminiferenfauna aus den liegenden Mergeln enthält folgende Arten:

Acarinina primitiva (FINLAY)
Acarinina pseudotopilensis (SUBBOTINA)
Acarinina pentacamerata (SUBBOTINA) [1]
Acarinina quetra (BOLLI)

---

1) Acarinina pentacamerata (SUBBOTINA) - synonym - Globigerina mckannai WHITE, siehe BERGGREN (1965)

Acarinina soldadoensis (BRÖNNIMANN)
Globorotalia aequa CUSHMAN & RENZ
Globorotalia convexa SUBBOTINA
Globorotalia formosa gracilis BOLLI
Globorotalia marginodentata SUBBOTINA
Globorotalia subbotinae MOROZOVA
Globorotalia whitei WEISS
Globigerina inaequispira SUBBOTINA
Globigerina linaperta FINLAY
Globigerina cf. prolata BOLLI

Lagena sp., Marssonella sp., Rotalia sp., Robulus sp., Discocyclina sp.

Diese Fauna ist in den Zeitraum von Ober-Ilerdien bis Unter-Cuisien zu stellen und entspricht dem Alter der Faunen aus dem Liegenden der Formation von Montagnola (vergl. S. 38beim Verfasser und im Zusammenhang damit: HILLEBRANDT, (1965), Seite 17 und Tabelle 5, BOLLI (1966), Table 2 und LUTERBACHER (1964), Seite 723).

Dünnschliffe aus den Alveolinen-Kalken: (P_9)

Alveolina cremae CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina distefanoi CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina rugosa HOTTINGER
Alveolina minuta CHECCHIA-RISPOLI (unsicher)
Opertorbitolites ibericus (LEHMANN)

Die Alveolinen stammen aus der ersten oder zweiten Zone des Unter-Eozäns (Alv. oblonga oder Alv. dainelli-Zone, HOTTINGER, 1960).

Eine Schlämmprobe aus den Mergeln (6/15), wenige Meter im Liegenden der Alveolinenkalke, enthielt häufig u. a. Globorotalia aragonensis NUTTAL, die nach LUTERBACHER (1964, Fig. 133, S. 716 und Tabelle S. 723) und nach BOLLI (1966, Table 4) erst ab mittlerem Unter-Eozän vorkommt.

Eine gute Übereinstimmung mit dem Alter der Alveolinenkalke ist hier festzustellen.

Aus Schlämmproben im Hangenden der Formation (6/42b, 7/5) wurden folgende Foraminiferen bestimmt:

Acarinina spinuloinflata (BANDY) [1]
Acarinina quetra (BOLLI)
Globigerina cf. turgida FINLAY
Globigerina senni (BECKMANN)
Globigerinoides cf. higginsi BOLLI
Globigerapsis sp. (Globigerapsis index vel Globigerapsis kugleri)
Globorotalia aragonensis NUTTAL
Globorotalia broedermanni CUSHMAN & BERMUDEZ
Globorotalia spinulosa CUSHMAN
Globorotalia rotundimarginata (SUBBOTINA)
Hantkenina cf. aragonensis NUTTAL
Truncorotaloides topilensis ? (CUSHMAN)
Nummulites buxtorfi SCHAUB
Nummulites partschi tauricus DE LA HARPE
Nummulites ex. gr. planulatus

Assilina laxispira DE LA HARPE
Übergangsform von Ass. laxispira DE LA HARPE zu Ass. major HEIM

Bolivina sp., Marginulina sp., Nodosaria sp., Pararotalia sp., Robulus sp., Rotalia sp., Siphonodosaria sp., Uvigerina sp., Asterigerina rotula (KAUFMANN).

Die Zusammensetzung der planktonischen Foraminiferen-Fauna deutet auf unteres Mittel-Eozän hin (U. Lutet), nach BOLLI (1966) Hantkenina aragonensis bis Globigerapsis kugleri-Zone.
Die Nummuliten und Assilinen dagegen sind aus dem Mittel- bis Ober-Cuisien (siehe SCHAUB, 1966, S. 358 und 1965, S. 129 und 131). Möglicherweise sind sie umgelagert, worauf die Verkieselung und der schlechte Erhaltungszustand ein Hinweis sein könnten oder die planktonischen Faunen aus den oben erwähnten Biozonen müssen noch in das

---

1) Globorotalia bullbrooki BOLLI (1957, pl. 38 fig. 5a-c) - synonym - Globorotalia spinuloinflata BANDY (1949, pl. 23, fig. 1), nach HILLEBRANDT (1965) Acarinina bullbrooki (BOLLI)

Ober-Cuisien gestellt werden.

(Probe 6/45)

Acarinina soldadoensis (BRÖNNIMANN)
Acarinina soldadoensis angulosa (BOLLI)
Chiloguembelina sp.
Globorotalia aragonensis NUTTAL
Globorotalia cf. convexa SUBBOTINA
Globorotalia formosa formosa BOLLI
Globorotalia formosa gracilis BOLLI
Globorotalia marginodentata SUBBOTINA
Globorotalia subbotinae MOROZOVA
Globorotalia cf. wilcoxensis CUSHMAN und PONTON
Globorotalia pasionensis (BERMUDEZ)
Globigerina esnaensis LE ROY
Globigerina turgida FINLAY

Die Fauna ist nach LUTERBACHER (1964) altersmäßig in die Globorotalia formosa formosa/Globorotalia subbotinae-Zone zu stellen, die ungefähr dem Mittel-Cuisien entspricht, nach BOLLI (1957, 1966) Globorotalia rex bis Globorotalia formosa formosa-Zone (Unter-Eozän).

Mikrofaunen bei der Lokalität S. S. Trinita, wenig südlich von Macchia d'Isernia, gehören nach BOLLI (1957, 1966) aufgrund des Auftretens von Globigerapsis sp. zusammen mit Globorotalia aragonensis in das Unter-Lutet. SIGNORINI & DEVOTO (1962) erwähnen von derselben Lokalität eine eozäne Mikrofauna.

Im einzelnen wurden hier bestimmt (Probe 6/1)

Acarinina soldadoensis angulosa (BOLLI)
Acarinina spinuloinflata (BANDY)
Globorotalia aragonensis NUTTAL
Globorotalia caucasica GLAESSNER
Globorotalia spinulosa? CUSHMAN
Globigerapsis index (FINLAY) vel Globigerapsis kugleri BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN

In den Kalken (z. T. Alveolinenkalke): (U_{69}, N_8)

Alveolina cf. canavarii CHECCHIA-RISPOLI

Alveolina cremae CHECCHIA-RISPOLI

Alveolina distefanoi CHECCHIA-RISPOLI

Alveolina schwageri CHECCHIA-RISPOLI

Cuvillierina eocaenica DEBOURLE
Operculina aff. parva DOUVILLE

Orbitolites cf. gracilis HENSON

große Nummuliten und Discocyclinen (D. douvillei SCHLUMBERGER und D. trabayensis NEUMANN).

Die Alveolinen gehören nach HOTTINGER (1960) in die erste oder zweite Zone des Cuisiens (Alveolina oblonga oder Alveolina dainelli-Zone). Es ist eine gute Übereinstimmung im Alter mit den planktonischen Faunen festzustellen, die ein Mittel-Cuisien-Alter ergeben. Auch Discocyclina trabayensis und Discocyclina douvillei kommen nach NEUMANN (1958) im Unter-Eozän vor.

Alter: Ober-Ilerdien bis Unter-Lutet

Mächtigkeit: maximal 50 Meter

Typische Aufschlüsse: im Norden des Gebietes bei la Pineta, bei Pietradonata und Macchia d'Isernia, im Süden im Tal Vallelonga-Gallo

Horizontale und laterale Übergänge: Im Hangenden der Fazies 1 der Monaci-Formation folgt im Norden des Gebietes (Profil 1) die Fazies 2, mit der sich die Formation von Monaci im Süden auch seitlich verzahnt (siehe Skizze S. 24).

Im Norden des Gebietes ist im Ober-Eozän eine ähnliche Fazies ausgebildet, die lithologisch der Fazies 1 der Monaci-Formation aus dem Unter-Eozän gleicht. Sie folgt in diesem Bereich auf die Fazies 2 aus dem Mittel-Eozän, die hier nur als detritische Einschaltung in die Monaci-Formation zu betrachten ist.

Man kann also einen liegenden Teil der Formation (Unter-Eozän) und einen hangenden Teil (Ober-Eozän) im Norden des Gebietes unterschei-

den. Im Mittel-Eozän ist die Fazies 2 eingeschaltet.

3. 6. 1. 2 Hangender Teil

Lithologie: Es sind rote und hellgelbe, kalkige Mergel, die mit gleichfarbigen Globigerinen-Biomikriten (bis zu 5 cm mächtige Bänke) und Discocyclinen-Biomikruditen wechsellagern. In die Kalke sind manchmal braune und schwarze Hornsteinlinsen eingeschaltet (Abb. 3 und 4).

Fossilien: in den Mergeln:

Spiroplectammina apenninica spinosa DEVOTO
Vulvulina spinosa CUSHMAN
Gaudryina sp.
Textularia sp.
Dorothia sp.
Marginulina sp.
Bolivina sp.
Siphonodosaria curvatura (CUSHMAN)
Rotalia stellata (REUSS)
Eponides abatissae multicameratus PETTERS & GANDOLFI
Eponides trümpyi NUTTAL
Cibicides ungerianus (D'ORBIGNY)
Pleurostomella bellardi HANTKEN
Nodosarella sp.
Gyroidina girardana perampla CUSHMAN

Globigerapsis index (FINLAY)
Globigerapsis semiinvoluta (KEIJZER)
Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina euapertura JENKINS
Globigerina linaperta FINLAY
Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE
Globigerina tripartita rohri (BOLLI)
Globigerina tripartita selli BORSETTI
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina venezuelana HEDBERG
Übergangsformen von Globigerina yeguaensis yeguaensis WEINZIERL & APPLIN zu Globigerina tripartita tripartita KOCH [1]
Globigerina dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerina pera (TODD)
Globigerina unicava (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN)

1) siehe bei Eames et al. (1962), S. 144, Fig. 18

Globorotalia bolivariana ? (PETTERS)
Globorotalia opima nana BOLLI
Globoroteloides suteri BOLLI
Turborotalia centralis (CUSHMAN)
Turborotalia cerroazulensis (COLE)
Übergangsformen von Turborotalia centralis (CUSHMAN) zu Globigerina pseudoampliapertura BLOW

In den Biomikriten:

Pararotalia sp.
Chapmanina gassinensis SILVESTRI
Baculogypsinoides YABE & HANZAWA
Operculina sp.
Nummulites cf. fabiani PREVER
Globigerapsis sp.
Turborotalia centralis (CUSHMAN)
Turborotalia cerroazulensis (COLE)
Gypsina linearis (HANZAWA)
Pseudogypsina multiformis TRAUTH
Sphaerogypsina GALLOWAY
Fabiania SILVESTRI
Halkyardia minima (LIEBUS)
Eorupertia YABE & HANZAWA
Aktinocyclina radians (D'ARCHIAC)
Discocyclina scalaris (SCHLUMBERGER) vel
Discocyclina roberti DOUVILLE

Die Foraminiferen in den Biomikriten sind häufig nur in Bruchstücken in die mikritische Matrix neben verschiedenen Kalkbruchstücken eingelagert.

Alter: Der liegende Teil der Formation hat ein obereozänes Alter. Turborotalia cerroazulensis (Zonenleitfossil nach BOLLI, 1957 c und BANDY, 1964 für das Ober-Eozän) tritt auf. In den Kalken kommen Eorupertia, Fabiania und Chapmanina zusammen mit Discocyclinen vor. Es liegt eine Vergesellschaftung vor, die ZANFRÀ (1963) und BALLY (1954) aus dem Ober-Eozän angeben. Der hangende Teil der Formation wird durch Faunen charakterisiert, die etwa der Globigerina ampliapertura-Zone angehören (Unter-Oligozän nach BOLLI, 1957 d) und dem Komplex C_1 der Serie von Macchiagodena (SIGNORINI, 1962) entsprechen.

Ober-Eozän bis Unter-Oligozän

Mächtigkeit: maximal 20 Meter

Typische Aufschlüsse: im Norden und Nordosten des bearbeiteten Gebietes (Masseria Ferritti)

Horizontale und laterale Übergänge: Das Liegende der Formation bildet die Monaci-Formation, Fazies 2 (Nummuliten-Kalke des Mittel-Eozäns). Zur hangenden Morcone-Formation besteht ein kontinuierlicher Übergang. Die Mikrofauna in den Mergeln ändert sich nicht wesentlich, in den eingelagerten Biomikriten kommen statt Nummuliten und Discocyclinen Lepidocyclinen vor. Nach Süden verzahnt sich die Fazies mit dem hangenden Teil der Monaci-Formation, Fazies 2.

3.6.2 Fazies 2 (Kalkige Ausbildung)

Als eine Übergangsfazies zwischen der Montagnola-Formation und der Monaci-Formation (Fazies 1) können die "Nummulitenkalke" angesehen werden (siehe Skizze S. 24).

Lithologie: Meist liegen dickbankige (Bankmächtigkeit bis zu 2 Meter), gut geschichtete, hell bis dunkelbraune, Algenreste enthaltende, dicht gepackte Bio- bis Intrasparite und Kalklithite vor. Mikritischer Zement tritt selten auf.
Makroskopisch erscheinen die Kalke, bis auf die wenigen nummulitenreichen Lagen, fossilleer.
Im Norden des bearbeiteten Gebietes folgt diese Fazies konkordant auf die mergelige Fazies der Monaci-Formation (Profil 1), sie beginnt dort mit dem Unter-Lutet, einmal ersichtlich aus dem Alter der Faunen in den Mergeln des Liegenden (siehe Profil 1, Probe 7/5 und 6/17), zum anderen aus den Nummuliten an der Basis der Fazies 2.

Fossilien:

Nummulites lehneri SCHAUB (A-Form)
ev. auch Nummulites obesus D'ARCHIAC (A-Form)

beide sind nach SCHAUB (1962) typisch für das Unter-Lutet

Alveolina ex gr. munieri ? (etwa 5 m im Hangenden)

Etwas weiter im Süden und Westen transgredieren die "Nummuliten-

kalke" auf die Mte. Calvello-Formation. Altersmäßig beginnen sie teils im Unter-Eozän, teils erst im Unter-Lutet (im einzelnen siehe Profile).

U 6 (Schliffe und Handstücke) enthalten:

Nummulites aquitanicus BENOIST (A-Form)
Nummulites burdigalensis ssp. (N. burdigalensis ssp. a, nach SCHAUB, 1951)
Nummulites partschi tauricus (DE LA HARPE)
vel Nummulites cf. bacchisaraiensis ROZLOSNIK
Alveolina cf. coudurensis HOTTINGER oder eine (neue ?) Form ex gr. A. elliptica [1)]

Nummulites aquitanicus und Nummulites burdigalensis ssp. sind nach SCHAUB (1965, Fig. 2, S. 129) im Schlierenflysch kennzeichnend für den oberen Teil der N. planulatus und die Nummulites praelaevigatus-Zone (oberes Unter-Cuisien bis Mittel-Cuisien). Die beiden anderen Nummuliten werden von demselben Verfasser (1951) aus dem oberen Ypresien des Schlierenflysches, welches dem Cuisien entspricht (siehe SCHAUB & HOTTINGER, 1960, S. 462) beschrieben.

Bestimmungen von Alveolinen aus dem liegenden Teil, die Professor L. HOTTINGER übernahm, ergaben ein Alter von Unter- oder Mittel-Cuisien (Schliff P 11).

Alveolina cremae CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina dainelli HOTTINGER vel Alveolina indicatrix
Alveolina distefanoi CHECCHIA-RISPOLI
Operculina aff. parva DOUVILLE
Pararotalia sp.
Rotalia ex gr. trochidiformis
Discocyclinen und Nummuliten

Alter: Unter-Eozän (Mittel-Eozän) bis Ober-Eozän (oberes Mittel-Eozän)

Mächtigkeit: 40 bis 70 Meter

---

1) Die Alveolina bestimmte Prof. Dr. L. Hottinger

Typische Aufschlüsse: la Pineta (siehe Profil 1), Pietra donata (siehe Profil S. 63).

Horizontale und laterale Übergänge: Nach Süden zu verzahnt sich die Fazies 2 der Monaci-Formation mit der Fazies 1 der Montagnola-Formation. Das Hangende bildet sowohl die Fazies 1 (Ober-Eozän) der Monaci-Formation als auch die Morcone-Formation.

Als besondere Ausbildung der Monaci-Formation müssen "Porzellankalke" mit schwarzen Hornsteinlinsen und dünnen, seitlich schnell auskeilenden Hornsteinbändern, die mit millimeterdünnen, gelblichen Mergellagen wechsellagern, angesehen werden. Die Bankmächtigkeiten schwanken zwischen 5 und 70 cm. Diese Ausbildung ist nur in einem Profil (Profil 3) zu finden und entspricht dem Komplex Ba bei SIGNORINI & DEVOTO (1962), (Mittel- bis Ober-Paleozän). Die Ausbildung macht nur etwa die liegenden 5 bis 10 Meter des Tertiärs aus. In Dünnschliffen sieht man, daß sich die Kalke aus Lagen von Globigerinen-Biomikriten und schlecht ausgewaschenen Globigerinen-Biospariten zusammensetzen. Seitlich nimmt der Anteil der Mergel rasch zu.

In die dann maximal 10 Meter mächtige Wechsellagerung von pelagischen Kalken und roten Mergeln sind stellenweise im Hangenden dickbankige helle Algen-Biolithite bis Algen-Biosparudite eingeschaltet.

Fossilien: (Probe 7/15b)

Globorotalia angulata WHITE
Globorotalia pseudobulloides (PLUMMER) vel
Globorotalia varianta (SUBBOTINA)
Zwischenform von Globorotalia unicata BOLLI zu
Globorotalia angulata WHITE (siehe BOLLI, 1966 pl. 17)

Diese Fauna ist nach LUTERBACHER (1964) und BOLLI (1966) in das Mittel-Paleozän zu stellen (Globorotalia pusilla pusilla-Zone)

Globorotalia aequa CUSHMAN & RENZ
Globorotalia velasccensis (CUSHMAN)

Beide Arten gehören in die Gl. velascoensis-Zone des Ober-Paleozäns (Ilerdien).

Die Globorotalien aus dem Mittel-Paleozän sind vermutlich umgelagert. Die Probe gehört also zeitlich in das obere Mittel-Paleozän - untere Ober-Paleozän.

Auch in den Dünnschliffen (U 13b) liegt eine heterogene Fauna vor. Neben Formen aus dem Unter- und Mittel-Paleozän (Globorotalia ex gr. angulata und aus der Globorotalia trinidadensis-Gruppe) kommen oberpaleozäne Globorotalien aus der Globorotalia velascoensis-Gruppe vor. 2 bis 3 Meter im Hangenden (U 13a) sind die älteren Globorotalien nicht mehr zu entdecken, es liegt eine einheitliche Fauna aus dem Ober-Paleozän (Ilerdien) vor.

Schliff U_{14} aus den "Algenkalken" enthält folgende Flora und Fauna:

Corallinaceae: Corallina sp., Lithoporella sp.
Dasycladaceae: Karreria sp. [1)]
Alveolina (Glomalveolina) ex gr. minutula REICHEL
Solenomeris sp. (S. douvillei PFENDER vel S. ogormani DOUVILLE) [2)]
Außerdem: Pararotalia, Milioliden, Cuvillierina ?, Discocyclina und Nummuliten
Schalenreste von Mollusken und Echinodermenschutt und Korallen

Ober-Paleozän bis Unter-Eozän

PRATURLON (1966, S. 183 ff) bezeichnet eine Flora mit Ethelia alba (PFENDER), Archaeolithothamnium, Parachaetetes, Solenomeris, "Microcodium", Karreria, Terquemella, Furcoporella und Halimeda zusammen mit Korallen als typisch für den randlichen Schelfbereich im Paleozän und Unter-Eozän im Gebiet von Süd-Latium und in den Abruzzen. Diese Horizonte mit der kennzeichnenden Algen-Ver-

1) Siehe Abb. 1

2) Nach Mitteilung von Prof. H. Hagn ist die Gattung Solenomeris nahe verwandt mit Gypsina oder sogar mit ihr identisch

gesellschaftung folgen am Schelfrand auf die detritischen Kalke mit Rudistenfragmenten und Orbitoides und stellen das Ende des mesozoischen Zyklus dar. In detritischen Kalklagen aufgearbeitet, die mit Sedimenten vom Typ "Scaglia" wechsellagern, soll diese Fazies am äußeren Rand des Schelfes in der Molise-Zone und in der Umbrischen Zone vorkommen.

3.7 Montagnola-Formation

1957 wurde von SELLI der Name "Formazione della Montagnola" in die Literatur eingeführt. Er beschreibt drei verschiedene Lithofazies, die auf die Ober-Kreide mit Orbitoides und Rudistenfragmenten transgredieren.

1) Kalkarenite, Brekzien und Kalkrudite mit grünen und roten dazwischengeschalteten Mergellagen;
2) kieseliger Komplex mit Kalkareniten, Brekzien und Kalkruditen mit verschiedenfarbigen Hornsteinen;
3) mergeliger Komplex, mergelige Kalke, Mergel, Kalklutite, manchmal flyschartig.

SELLI stellt die gesamte Serie in das Miozän. Die Großforaminiferen aus dem Eozän, die darin vorkommen, hält er für umgelagert. Dem widersprechen SIGNORINI & DEVOTO (1962), die aus der Umgebung von Frosolone Eozän in einer Fazies beschreiben (Komplex B), die etwa der Lithofazies 2 und 3 der "Formazione della Montagnola" bei SELLI (1957) entsprechen ("Formazione di Monaci" bei PESCATORE, 1965 und Monaci-Formation 1 beim Verfasser). Im bearbeiteten Gebiet beschrieb SELLI (1957) bei Longano am Mte. Longo den transgressiven Kontakt der "Formazione della Montagnola" auf die Ober-Kreide. Die von SELLI hier gegebene Beschreibung der "Formazione della Montagnola" würde etwa auf die Fazies 1 der Montagnola-Formation beim Verfasser zutreffen. Da diese Gesteinsausbildung bei Longano kennzeichnend für einen größeren Teil des bearbeiteten Gebietes ist, wurde dafür der von SELLI geprägte Formationsname übernommen, wenn sich auch das miozäne Alter nicht bestätigte. Ebenfalls wurde

die direkt im Süden anschließende Fazies des Eozäns unter demselben Formationsnamen beschrieben.

3.7.1 Fazies 1 (Kalkig-mergelige Ausbildung)

Lithologie: Diese Fazies setzt sich zum großen Teil aus einer Wechsellagerung verschiedener Lithotypen zusammen, wobei Einschaltungen von intraformationalen Brekzien häufig sind.

Kalkbrekzien und Kalklithite, die grobgeschichtet bis gutgebankt sind, bilden meist die Basis der Fazies 1. Sie lagern transgressiv auf den Kalklithiten der Mte. Calvello-Formation. Meist liegt eine 1-2 m mächtige Aufarbeitungszone vor. Eine Schichtlücke im Unter- bis Mittel-Paleozän, die vermutlich durch zeitweilige Emersion zu dieser Zeit bedingt wurde, ist in fast allen Profilen festzustellen.
Globigerinen-Biomikrite, die an verschiedenen Stellen auf dünnbankige Kalklithite der Ober-Kreide folgen, werden von roten und grünen (maximal 1 cm) Tonmergel-Bändern durchzogen. In Dünnschliffen zeigen sie eine ausgeprägte Lagentextur. Die Globigerinen sind in einzelnen Horizonten angereichert. Reine Mikrite wechseln mit Globigerinen und Kalkbruchstücke enthaltenden Lagen. In die hellen mikritischen Kalkbestandteile sind dunkelblau bis schwarz gefärbte Nummuliten eingebettet, die oft korrodiert sind. Foraminiferen, die mit andersfarbigen und vom Einbettungsmedium verschiedenem Sediment gefüllt sind, sollen nach RENZ (1936) meist umgelagert sein. Auch nach FOLK (1962) deuten Großforaminiferen in Mikriten oft auf eine sekundäre Umlagerung, zum Beispiel in den Kalkschlamm von Lagunen hin. Diese Fazies kommt sowohl an der Basis als auch im hangenden Teil der Fazies 1 vor.
Alveolinen-Biosparrudite in kaum geschichteten, bis grobbankigen Lagen, mitunter brekziöse Alveolinen-Milioliden-Biosparudite bis Intrasparite folgen meist direkt auf die Aufarbeitungszone im Liegenden der Fazies 1 der Montagnola-Formation.
Nummuliten enthaltende Intrasparite und Intramikrite, die dicht gepackte Algenbruchstücke enthalten und mitunter rekristallisiert sind,

kommen in Bänken, die 10 cm bis 1 m mächtig werden, vor. Lagenweise sind Nummuliten angereichert (vergleiche Monaci-Formation 2). Sie treten in Wechsellagerung mit den anderen Lithotypen auf. In verschiedenen Profilen (Mte. Longo, Profil 14) bilden sie den hangensten Teil der Montagnola-Formation und werden von gelben Mergeln der Morcone-Formation mit Lepidocyclinen aus dem Chatt abgelöst.
Eine ähnliche Wechsellagerung von braunen, klein- bis mittelkörnigen Nummulitenkalken, pseudoolithischen Milioliden - Alveolinenkalken mit dichten Globigerinenkalken erwähnt BALLY (1954) aus dem Ypresien, Lutet und Priabon im Gebiet der Maiella.

Fossilien:

in den Kalklithiten: neben Großforaminiferen der Ober-Kreide (Orbitoides und Siderolites) kommen Discocyclinen, Nummuliten und Alveolinen vor.
In den Brekzien: sind Rudistentrümmer-Kalke, Milioliden - Alveolinen Biosparite bis Intrasparite und Globigerinen-Biomikrite (aus dem Unter- bis Mittel-Paleozän) aufgearbeitet. Die Brocken zeigen entweder eine stylolithische Verwachsung miteinander oder sind in gelblichen mikritischen Zement eingebettet, der neben Globorotalien aus der Globor. velascoensis-Gruppe und Acarininen gepfeilerte Nummuliten und Alveolinen aus dem Unter-Eozän enthält.

Ober-Paleozän bis Unter-Eozän

Globigerinen-Biomikrite: Aus Mergelbändern im liegenden Teil der Formation (siehe Profil 4) wurde folgende Fauna bestimmt:

Acarinina primitiva (FINLAY)
Acarinina soldadoensis (BRÖNNIMANN)
Chiloguembelina sp.
Globigerina linaperta FINLAY
Globorotalia marginodentata SUBBOTINA
Globorotalia subbotinae MOROZOVA

Nodosaria velascoensis CUSHMAN
Alabamina wilcoxensis TOULMIN
Pullenia sp.

Schliffe aus den Biomikriten enthalten ebenfalls "Truncorotalien" aus der Velascoensis-Gruppe und Acarininen.

Nach BOLLI (1957 b, 1966) entspricht diese Fauna ungefähr der Globorotalia rex-Zone (unterstes Eozän, Unter-Cuisien), nach LUTERBACHER (1964) der Globorotalia aequa-Zone bis Gl. formosa formosa/Gl. subbotinae-Zone (oberes Ober-Paleozän bis unteres Unter-Eozän, nach HOTTINGER & SCHAUB, 1960, oberstes Ilerdien bis unteres Cuisien). HILLEBRANDT (1962, 1965) stellt ähnliche Faunen in die Zone G (Gl. marginodentata/subbotinae-Zone), die zwar der Globorotalia rex-Zone bei BOLLI entsprechen soll, aber in das Unter-Ilerdien gestellt wird.

Ober-Paleozän bis Unter-Eozän

Proben aus kalkigen Mergeln, etwa 10 bis 20 m über der Basis (siehe Profil 14), enthalten folgende Foraminiferen:

Acarinina soldadoensis (BRÖNNIMANN)
Acarinina primitiva ? (FINLAY)
Acarinina spinuloinflata (BANDY)
Globorotalia aragonensis NUTTAL
Globigerapsis cf. index (FINLAY)
Globigerina boweri BOLLI
Globigerina linaperta FINLAY
Globigerina senni BECKMANN
Globorotalia rotundimarginata (SUBBOTINA)
Globorotalia spinulosa CUSHMAN

Nach BOLLI (1966), etwa Globorotalia palmerae- bis Globigerapsis kugleri-Zone (oberes Unter-Eozän bis unteres Mittel-Eozän), Globigerapsis tritt allerdings erst ab Mittel-Eozän auf. Nach LUTERBACHER (1964) kommt ungefähr die Globorotalia bullbrooki-Zone in Frage (oberes Cuisien bis unteres Lutetien).

Alveolinen-Biosparrudite: Aus den ältesten Alveolinenkalken, die im Gelände anstehen (siehe Profil 4) wurden bestimmt:

Alveolina (Glomalveolina) cf. lepidula SCHWAGER
Alveolina (Glomalveolina) pilula ? HOTTINGER
Alveolina cf. pisiformis HOTTINGER
Alveolina ex gr. globosa
Alveolina ex gr. ellipsoidalis
Discocyclina seunesi DOUVILLE
Nummulites sp.
Operculina aff. subgranulosa D'ORBIGNY

Unter-Ilerdien bis Ober-Ilerdien (Alveolina cucumiformis- bis Alveolina trempina-Zone nach HOTTINGER, 1960)

In allen anderen Fällen folgen auf die Aufarbeitungszone Alveolinenkalke des Unter- bis Mittel-Cuisiens mit: (Abb. 2)

Alveolina cremae CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina distefanoi CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina rugosa HOTTINGER
Alveolina schwageri CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina (Glomalveolina) minutula REICHEL
Cuvillierina eocaenica DEBOURLE
Orbitolites cf. gracilis HENSON
Miliolidae

Unter- bis Mittel-Cuisien (Alveolina oblonga- bis Alveolina dainelli-Zone, nach HOTTINGER, 1960)

Alveolinenkalke höherer stratigraphischer Stellung kommen im bearbeiteten Gebiet nicht vor.

Nummuliten enthaltende Intrasparite und Intramikrite:

Nummuliten, Discocyclinen, Aktinocyclina radians (D'ARCHIAC), Sphaerogypsina sp., Truncorotaloides sp., Globigerinidae, Rotaliidae.

Alter der Fazies 1: Unter-Ilerdien bis Mittel-Oligozän

Mächtigkeit: 60 bis 70 Meter

Typische Aufschlüsse: Mte. Longo

Horizontale und laterale Übergänge: Nach Süden erfolgt ein allmählicher seitlicher Übergang in die Fazies 2 der Montagnola-Formation.

Als eine besondere Ausbildung der Fazies 1 können die Ablagerungen beschrieben werden, die an der Straße Monteroduni - Vallelonga anstehen. Diese stellen eine besonders küstennahe Fazies der Montagnola-Formation dar, zeigen jedoch auch Anklänge an die Monaci-Formation 1 und nehmen hiermit eine gewisse Übergangsstellung ein, die eine besondere Beschreibung rechtfertigt.

Lithologie: Es sind Brekzien und Konglomerate mit gelbem, rotem und grünem, mergelig bis kalkigem Zement, die mit Mikriten bis Globigerinen-Biomikriten und kalkigen Mergeln in zentimeterdünnen Lagen wechsellagern. Alveolinen-Nummuliten-Biomikrudite in 20 bis 50 cm mächtigen Bänken sowie grobe Brekzien, die hauptsächlich aus aufgearbeiteten Brocken der Ober-Kreide und Mikriten des Eozäns bestehen, können eingeschaltet werden. Sämtliche Gesteinstypen folgen in rascher Abfolge aufeinander, verzahnen sich seitlich miteinander oder bilden mächtige Bänke intraformationaler Brekzien. Auf den Schichtoberflächen ist es häufig zu einer Anreicherung von Nummuliten gekommen. Schichtverbiegungen und ein flaseriger Aufbau der Bänke sind die Regel.

Fossilien: Schlämmprobe M 13 aus dem liegenden Teil (Mergel) enthält:

Acarinina quetra (BOLLI)
Globorotalia aragonensis NUTTAL
Globorotalia formosa formosa BOLLI
Globorotalia subbotinae MOROZOVA
Globigerina linaperta FINLAY
Globigerina turgida FINLAY

Nach LUTERBACHER (1964) sind entsprechende Mikrofaunen in das Mittel-Cuisien (Globorotalia formosa formosa/Gl. subbotinae-Zone) zu stellen, nach PROTO DECIMA (1965) und BOLLI (1957, 1966) in die Globorotalia formosa formosa-Zone (Unter-Eozän), nach HILLEBRANDT (1965) in das Ober-Ilerd bis Unter-Cuise (Zone I-K).

Mit Hilfe der Assilinen und Nummuliten aus dieser Probe kann das Alter bestätigt werden.

Assilina laxispira DE LA HARPE (A-Form)
Nummulites aff. aquitanicus BENOIST (A-Form)
Nummulites subdistans DE LA HARPE (A-Form)
Nummulites ex gr. irregularis

Assilina laxispira ist nach SCHAUB (1962, 1966) kennzeichnend für das Mittel-Cuisien (Zone des Nummulites praelaevigatus). Nummulites aff. aquitanicus wird vom gleichen Verfasser ebenfalls aus dem Mittel-Cuisien angegeben. Nummulites subdistans kommt im Unter-Cuisien vor (siehe SCHAUB, 1965, fig. 2, Seite 129) Nummulites planulatus-Zone.

Unter-Cuisien bis Mittel-Cuisien

In Dünnschliffen aus den Brekzien, die ebenfalls in diesem Bereich anstehen, konnten Alveolina distefanoi CH.-R. und Alveolina cremae CH.-R. bestimmt werden, die hier deutliche Zeichen von Aufarbeitung zeigen, daneben kommen Nummuliten, Discocyclinen und Assilina ex gr. exponens vor.

Unter- bis Mittel-Eozän

Proben aus den hangenden grünen und gelben Mikriten und kalkigen Mergeln enthalten Mikrofaunen aus dem oberen Mittel-Eozän bis unteren Ober-Eozän (Porticulasphaera mexicana- bis Globigerapsis semiinvoluta-Zone, nach BOLLI, 1957, 1966).

Globigerina cf. dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerapsis index (FINLAY)
Globigerapsis sp.
Globigerina linaperta FINLAY
Globigerina unicava BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN
Globigerina yeguaensis WEINZIERL & APPLIN
Globorotalia spinulosa CUSHMAN
Porticulasphaera mexicana (CUSHMAN)

Truncorotaloides topilensis (CUSHMAN)
Truncorotaloides rohri BRÖNNIMANN & BERMUDEZ

In den Kalken sind Aktinocyclina radians (D' ARCHIAC) und Discocyclina sella (D' ARCHIAC) häufig.

Alter: Das Alter der gesamten Abfolge dürfte den Zeitraum von Unter-Eozän bis Ober-Eozän umfassen. Es muß allerdings angenommen werden, daß erhebliche Schichtlücken bestehen, wie aus den Mächtigkeitsschwankungen hervorgeht. Außerdem ist es wiederholt zur Aufarbeitung der bereits abgelagerten Sedimente im Küstenbereich gekommen (Konglomerate und Brekzien). Eine Untergliederung nach Biozonen dürfte bei den geringen Mächtigkeiten der Serien kaum möglich sein. Kondensation ist sehr wahrscheinlich.

Mächtigkeit: etwa 5 - 40 Meter, schwankend

Horizontale und laterale Übergänge:

Nach Südosten und Süden verzahnt sich diese Ausbildung der Montagnola-Formation mit der Monaci-Formation 1 (siehe im einzelnen Profile).

3.7.2 Fazies 2 (konglomeratisch-brekziöse Ausbildung)

Lithologie: Die Fazies wird gekennzeichnet durch helle, schlecht bis ungebankte, grobe, polymikte Kalkbrekzien und Kalkkonglomerate. Die Brocken und Gerölle sind nicht sortiert und bestehen hauptsächlich aus aufgearbeiteten Kalklithiten der Mte. Calvello-Formation. Die Gerölle können Kubikmetergröße erreichen. Das Zwischenmittel besteht ebenfalls aus detritischen Kalken mit sparitischem Zement (Kalklithite nach FOLK, 1962), genauso wie die gutgeschichteten Bänke, die mit den Brekzien wechsellagern oder sich seitlich mit ihnen verzahnen. Der liegende Teil dieser Fazies ist oft nur mit Hilfe von Dünnschliffen, in denen man die Großforaminiferen erst erkennt, von der hangenden Ober-Kreide zu trennen, da lithologisch hier kein Unterschied besteht.

Fossilien: aus Dünnschliffen von Kalklithiten des liegenden Teils im Südwesten des Gebietes: (N2)

Discocyclina sp., Nummulites sp.,

aufgearbeitete Bestandteile: Orbitoides sp., Radiolitiden- und Hippuriten- Schutt aus der Ober-Kreide, Orbitolina sp. aus aufgearbeiteten Biomikriten des Alb bis Cenoman und Tetrataxis sp. aus Kalken der Trias oder des Jura.

Alveolina ex gr. canavarii
Alveolina (Glomalveolina) cf. minutula REICHEL

Ilerdien ? bis Cuisien

Im Südosten des Gebietes, am Colle Caterazzi und in dessen näherer Umgebung transgredieren auf die Ober-Kreide Brekzien und Kalklithite aus dem Mittel- bis Ober-Eozän.

Assilina sp., Asterodiscus sp., Discocyclina sella (D'ARCHIAC), Discocyclina chudeaui (SCHLUMBERGER), Sphaerogypsina sp., Aktinocyclina radians (D'ARCHIAC), Eorupertia YABE und HANZAWA, Chapmania gassinensis SILVESTRI

In den Brekzien kommen aufgearbeitete Milioliden-Algen-Biomikrudite und Korallen-Algen-Biomikrudite vor:

Pyrgo sp., Lithophyllum sp., Jania sp.

Im Zement der Brekzien ist Nummulites millecaput BOUBEE häufig vorhanden.

Alter: Eine genaue Alterseinordnung dieser Fazies der Montagnola-Formation wird dadurch erschwert, daß die Foraminiferen durch die wiederholte Aufarbeitung der Sedimente während des Eozäns häufig umgelagert worden sind. Die Schichten im Liegenden der Fazies 2 im Südwesten und Süden des Gebietes können aufgrund von Alveolinen in das Unter-Eozän eingeordnet werden, während im Südosten Nummuli-

tes millecaput und Chapmanina sowie Eorupertia auf ein mitteleozänes Alter (Lutet) hindeuten, die Schichten mit Eorupertia und Chapmanina zusammen mit Discocyclinen im Hangenden sind wahrscheinlich in das Ober-Eozän zu stellen.
Die gesamte Fazies 2 umfaßt den Zeitraum von Ilerdien?,

Unter-Eozän bis Ober-Eozän.

Mächtigkeit: maximal 40 Meter

Typische Aufschlüsse: Colle Caterazzi

Horizontale und laterale Übergänge: Der Kontakt zur hangenden Morcone-Formation ist nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Nach Süden und Südosten keilt die Fazies 2 der Montagnola-Formation aus.

3.8 Morcone-Formation

PESCATORE (1965) beschreibt aus dem Übergang von Kalkapennin zur Molise-Zone im Gebiet des Ost-Matese rote und grüne tonige Mergel mit Kalkareniten unter dem Namen "Formazione di Morcone", die eine Faziesdifferenzierung der "Formazione di Macchiagodena" in der Molise darstellen sollen. SIGNORINI und DEVOTO (1962) und SIGNORINI (1962) erwähnen ebenfalls rote und grüne Mergel aus dem Oligozän bis Aquitan, die in der Umgebung von Frosolone und Macchiagodena anstehen (Komplexe C_1 - C_3, die sich bei gleicher lithologischer Ausbildung nur durch die Mikrofauna unterscheiden).
Auch diese Formation zeichnet sich durch einen schnellen lateralen Fazieswechsel aus, der nach MANFREDINI (1963 a) kennzeichned für den Übergangsbereich Kalkapennin - Molise-Becken ist.

3.8.1 Fazies 1 (kalkig-mergelige Ausbildung)

Lithologie: Man findet grüne, rote und gelbe, tonige Mergel bis kalkige Mergel, die mit gleichfarbigen Globigerinen-Biomikriten, Mi-

kriten und dicht gepackten Lepidocyclinen- und Amphisteginen-Biomikruditen wechsellagern. Die Bankmächtigkeit der Biomikrudite kann 20 cm erreichen. In den Kalken treten manchmal dunkelblaue bis schwarze Hornsteinlinsen auf. Auf eine Verdrängung des Kalkes durch die Kieselsäure während der Diagenese weisen die Foraminiferen hin, die in den Hornsteinen genau so wie im umgebenden Gestein enthalten sind. Sie können als kalzitische Relikte gedeutet werden, Der prozentuale Anteil der Mergel nimmt zum Hangenden ständig zu.

Fossilien:

Haplophragmoides sp.
Cyclammina sp.
Ammobaculites humboldti (REUSS)
Spiroplectammina apenninica spinosa DEVOTO
Vulvulina jarvisi CUSHMAN
Vulvulina spinosa CUSHMAN
Dentalina sp.
Lagena sp.
Marginulina sp.
Plectofrondicularia tenuissima (HANTKEN)
Guttulina sp.
Bolivina arta MACFADEN
Bolivina antiqua D' ORBIGNY
Siphonodosaria nuttalli (CUSHMAN & JARVIS)
Rotalia stellata (REUSS)
Operculina sp.
Amphistegina sp.
Planulina wuellerstorfi (SCHW.)
Cibicides grimsdalei NUTTAL
Cibicides perlucidus NUTTAL
Cibicides pseudoungerianus (CUSHMAN)
Cibicides ungerianus (D' ORBIGNY)
Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata (MARTIN)
Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani LEMOINE & DOUVILLE
Pleurostomella incrassata HANTKEN
Ellipsoidina ellipsoides SEG.
Pullenia quinqueloba (REUSS)
Gyroidina soldani (REUSS)
Anomalina gresserugosa (GÜMBEL)
Anomalina pomilioides (GALL & HEMIN)

Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina angustiumbilicata BOLLI
Globigerina euapertura JENKINS
Globigerina ouachitaensis ouachitaensis (HOWE & WALLACE)

Globigerina ouachitaensis ciperoensis (BOLLI)
Globigerina praebulloides praebulloides (BLOW)
Globigerina pseudoampliapertura BLOW
Globigerina tripartita rohri (BOLLI)
Globigerina tripartita selli BORSETTI
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina yeguaensis WEINZIERL & APPLIN
Globigerina dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerina pera (TODD)
Globigerina unicava (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN)
Übergangsformen von Turborotalia centralis CUSHMAN zu Globigerina pseudoampliapertura BLOW
Globorotalia cf. increbescens (BANDY)
Globorotalia opima nana BOLLI

Alter: Die Fossilliste ist aus Proben zusammengestellt, die aus dem Zeitraum von Ober-Eozän bis Ober-Oligozän/Aquitan stammen.

Nur an zwei Stellen im bearbeiteten Gebiet, im Troncotal, am Fuße des il Parco bei 1150 m und an der Straße Monteroduni - Vallelonga bei 800 m, in der Nähe von der Mass. Porcini, sind in den Schlämmproben (M_{17} und M_{29}) Turborotalia cerroazulensis und Übergangsformen von Turborotalia centralis zu Globigerina pseudoampliapertura zu finden, die darauf hinweisen, daß die Morcone-Formation an diesen Stellen im Ober-Eozän beginnt. Am "il Parco" bestätigen Biomikrudite mit Eorupertia und Chapmanina das obereozäne Alter.

Im allgemeinen ist der liegende Teil der Formation aufgrund der Mikrofaunen in die Globigerina ampliapertura-Zone zu stellen (nach BOLLI, 1957 d, Unter-Oligozän), nach DEVOTO (1962) ist das gemeinsame Vorkommen von Globigerina venezuelana und Globigerinita dissimilis zusammen mit großen, primitiven Sandschalern kennzeichnend für das Unter-Oligozän. Bei VERVLOET (1966) entsprechen ähnliche Mikrofaunen der Globigerina-Zone, die Rupel und große Teile des Chatt umfaßt.

Erst im oberen Teil sind die Lepidocyclinen-Biomikrudit-Bänke eingeschaltet, die zum Beispiel von BALLY (1954) in das Chatt gestellt werden. Kennzeichnend sind hier Eulepidinen und Nephrolepidinen zusammen mit Miogypsinoides complanatus.

Die Grenze Oligozän - Aquitan wird von CRESCENTI (1966) mit dem "Globigerinoides-datum" (d. h. mit dem Zeitpunkt des ersten Erscheinens von Globigerinoides s. l.) gezogen, während zum Beispiel VERVLOET (1966) das "Globigerinoides-datum" schon im Ober-Oligozän annimmt und die Grenzziehung Oligozän - Aquitan allein mit Hilfe von Großforaminiferen (Lepidocyclinen und Miogypsinen) für möglich hält.

Im bearbeiteten Gebiet dürfte ein kontinuierlicher Übergang vom Oligozän zum Aquitan vorliegen, ohne daß sich die lithologische Ausbildung der Formation ändert, Die Mikrofaunen sind die gleichen, nur vereinzelt kommen im hangenden Teil Formen aus der Globigerinoides trilobus-Gruppe und Globoquadrinen vor.

Miogypsina gunteri, die aus den Ablagerungen des Aquitans vom östlichen Mateserand von ZANFRÀ (1963) beschrieben wird, wurde nicht gefunden. Die Grenze zwischen Oligozän und Aquitan ist deshalb nicht genau festzulegen.

Ober-Eozän bis Unter-Aquitan

Mächtigkeit: 30 bis 70 Meter

Typische Aufschlüsse: Mte. Longo (Profil 14), le Fontanelle (Profil 19)

Horizontale und laterale Übergänge: Im Hangenden folgt meist die Cusano-Formation, die aber an einigen Stellen nicht in der typischen Ausbildung vorkommt.

3. 8. 2 Fazies 2 (konglomeratische Ausbildung)

Lithologie: Es sind meist Konglomerate mit rotem, mergelig-kalkigem Zement. Die bis zu kopfgroßen, gut gerundeten Gerölle bestehen aus mesozoischen Kalken des Kalkapennins, Kalklithiten der Formation vom Mte. Calvello und aufgearbeiteten Kalken der Formation von Montagnola. Bis zu 30 cm mächtige Bänke roter Brekzien, die in einer mikritischen Grundmasse, die Lepidocyclinen enthält, Brocken aus Milioliden-Intraspariten der Ober-Kreide sowie Rudistentrümmer

eingelagert enthalten, treten auf. Stellenweise sind rote, selten grüne, kalkige Mergel vorhanden.

Fossilien: in dem Zement der Brekzien:

Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata (MARTIN)
Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani LEMOINE & DOUVILLE
Carpenteria GRAY
Heterostegina sp.
Operculina sp.
umgelagerter Hippuriten-Schutt

Diese Fossilassoziation ist für das Ober-Oligozän bis Unter-Aquitan typisch.

In den Mergeln:

Die benthonischen Foraminiferen sind im wesentlichen die gleichen wie in der Fazies 1. Es kommen noch hinzu:

Siphonodosaria curvatura CUSHMAN
Gyroidina girardana perampla CUSHMAN

Die planktonischen Foraminiferen gehören hauptsächlich in die Globigerina tripartita-Gruppe (siehe VERVLOET, 1966, S. 50), Globigerina dissimilis kommt ebenfalls vor.

Alter: Chatt bis Unter-Aquitan ?

Mächtigkeit: 10 bis 20 Meter

Typische Aufschlüsse: Straße Monteroduni - Vallelonga

Horizontale und laterale Übergänge: Sporadisch treten in der Formation grobe Konglomerate auf, die kubikmetergroße Gerölle der liegenden Montagnola-Formation und aus der Ober-Kreide enthalten. Meist ist kein Zement vorhanden. Die maximal 5 - 10 m mächtigen Konglomerate bilden bei der Verwitterung große Geröllhalden.

3.9 Cusano-Formation:

Kompakte, organogene Kalke mit Pecten, Bryozoen, Amphisteginen und Lithothamnien sollen nach SELLI (1957) die "Formazione di Cu-

sano" kennzeichnen. Er beschreibt sie aus der Umgebung von Cusano, Macchiagodena und Indiprete (siehe auch PESCATORE, 1965). Der Komplex D_a der Serie von Macchiagodena (SIGNORINI, 1962 a) entspricht der Cusano-Formation.

Lithologie: Dunkelbraune, bituminöse, kalkige Mergel bis mergelige Kalke, die hellgelb verwittern, verzahnen sich mit gleichfarbigen Globigerinen-Biomikriten, Bryozoen-Algen-Biosparuditen und Biolithiten in 10 cm bis 1 m mächtigen Bänken.
Wahrscheinlich handelt es sich bei den Biolithiten um Algen (Lithothamnien) - und Bryozoen - "reef patches" im Sinne von HENSON (1950), die sporadisch in den "normal" litoralen Sedimenten auftreten. Dieser Teil der Formation würde nach HENSON in etwa dem Typ eines "Open Shoal Reefs" entsprechen. Nach CUMINGS (1932) und LINK (1950) müßte man die Biolithit-Bänke als Biostrome bezeichnen.
Bei der Verwitterung bilden sich häufig an den Schichtoberflächen bis faustgroße, hellblaue Flecke, die sich im Anschlag dunkler, d. h. bitumenreicher als ihre Umgebung erweisen. BITTERLI (1962) stellt zum Beispiel eine direkte positive Abhängigkeit zwischen der Gesteinsschwärze und der Menge des vorhandenen organischen Kohlenstoffes in bituminösen Gesteinen fest.

Fossilien: Die Mergel enthalten oft nur Kümmerfaunen, neben wenigen, schlecht erhaltenen, planktonischen Foraminiferen machen benthonische Foraminiferen, Radiolarien und Kieselschwammnadeln den Hauptanteil der Fauna aus.

Spiroplectammina apenninica spinosa DEVOTO
Vulvulina spinosa CUSHMAN
Dorothia sp.
Nodosaria sp.
Robulus cultratus MONTF.
Robulus rotulatus (LAMARCK)
Plectofrondicularia tenuissima (HANTKEN)
Bolivina sp.
Siphonodosaria sp.
Elphidium crispum (LINNE)
Elphidium macellum (FICHT & MOLL)
Eponides sp.

Planulina sp.
Cibicides floridanus miocenicus COLOM
Nonion padanum PERCONIG
Gyroidina girardana perampla CUSHMAN
Gyroidina soldani (D'ORBIGNY)
Globigerina dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerinoides ex gr. trilobus
Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR & COLLINS)
Globoquadrina langhiana CITA & GELATI
Globorotalia mayeri CUSHMAN & ELLISOR
Globorotalia obesa BOLLI

Die Fauna besitzt ein Alter von Aquitan bis Langhiano [1]. ZANFRÀ (1963) erwähnt im Ost-Matese sandige Kalke und dunkle Tone mit Globigerinidae, Schwammnadeln und Radiolarien aus dem Unter-Miozän (gleich Langhiano).

Die dunklen, bituminösen Kalke (Mikrite, Algenreste enthaltende Intrasparite) erscheinen makroskopisch fossilleer, in Dünnschliffen zeigt sich jedoch, daß einige Bänke Globigerinen, Radiolarien und Schwammnadeln enthalten.
Die Biolithite und Biosparite enthalten: Miogypsina sp., Bryozoen, Lithothamnium sp., Mesophyllum sp., Amphistegina sp., Lepidocyclina (Nephrolepidina) sp., Schalenbruchstücke von Austern und Pecten.

Alter: Mittel-Aquitan bis Ober-Langhiano

Mächtigkeit: 20 bis 30 Meter

Typische Aufschlüsse: Valle Caprara

Horizontale und laterale Übergänge: Die Cusano-Formation folgt mit sedimentärem Kontakt direkt auf die Morcone-Formation. Im Südosten des Gebietes, in der Umgebung von Roccamandolfi, transgrediert sie auf die Mte. Calvello-Formation (siehe Profil 6).

---

1) Nach Proceedings Third Session C.M.N.S. 1964; siehe in: "Discussion to the Symposium on Micropaleontological lineages and zones" (P. Marks u. P.N. Webb) S. 144/145, table 47 Langhiano nicht synchron mit Burdigal.

An verschiedenen Stellen kommen im liegenden Teil der Cusano-Formation dunkelgelbe bis hellgelbe, teilweise kalkige Mergel, in die bis 50 cm mächtige, dicht gepackte Miogypsinen-Amphisteginen-Biomikrudite eingeschaltet sind, vor. Sie enthalten Intraclasts und sind teilweise rekristallisiert (Abb. 5 und 6).

Fossilien: in den Mergeln:

Vulvulina pennatula (BATSCH)
Vulvulina spinosa CUSHMAN
Textularia sp.
Elphidium crispum (LINNE)
Elphidium macellum (FICHT. & MOLL)
Operculina complanata DERR.
Heterostegina sp.
Miogypsina globulina (MICHELOTTI)
Miolepidocyclina burdigalensis (GÜMBEL)
Amphistegina sp.
Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri LEMOINE & DOUVILLE
Gyroidina girardana girardana (REUSS)
Globigerina dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerina unicava (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN)
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR & COLLINS)
Globoquadrina langhiana CITA & GELATI
Globorotalia mayeri CUSHMAN & ELLISOR
Globorotalia opima nana BOLLI
Globorotaloides suteri BOLLI

In Dünnschliffen aus den Kalken sind ebenfalls Miogypsina, Miolepidocyclina, Amphistegina, Nephrolepidina neben umgelagerten Nummuliten, Discocyclinen, Orbitoides und Eorupertia enthalten.

Die planktonischen Foraminiferen dieser Formation weisen nach CRESCENTI (1966) auf ein aquitanes Alter [1] hin (Globigerinita dissimilis - Zone), wobei das gemeinsame Vorkommen von Glob. dissimilis, Globigerinoides (Gl. trilobus-Gruppe) und Globoquadrina kennzeichnend für diese Zone ist (siehe CRESCENTI, 1966, S. 29).

1) Ein Alter von Unter-Langhiano (Globigerinoides tribobus-Zone nach CRESCENTI, 1966) ist nicht auszuschließen.

Auch CITA & PREMOLI SILVA (1960) erwähnen die gleiche Vergesellschaftung der oben erwähnten planktonischen Foraminiferen aus dem Oberen Aquitan (Catapsydrax-Zone) der Typlokalität des Langhiano. Von Bedeutung für die Altersbestimmung dieses liegenden Teiles der Cusano-Formation ist das gemeinsame Vorkommen von Miogypsina globulina und Miolepidocyclina burdigalensis in den Mergeln und den Kalken.
DROOGER (1963) bezeichnet diese Fossilassoziation als typisch für Ablagerungen des unteren Burdigals in Nord-Italien (siehe S. 344 und Fig. 25, S. 346 in 'EVOLUTIONARY TRENDS OF FORAMINIFERA').

Nach DROOGER (1959, 1963) soll Miogypsina globulina auf das Burdigal beschränkt sein und ebenfalls an der Typlokalität des Burdigals auftreten.
VERVLOET (1966) erwähnt, daß in sämtlichen von ihm bearbeiteten Profilen in Süd-Piemont Miogypsinen nur in der Globigerinoides- bis Globoquadrina-Zone (Aquitan-Burdigal) vorkommen. Miogypsina globulina erscheint erst im hangenden Teil, der etwa dem Burdigal entspricht.

Eine gegensätzliche Meinung vertreten CARALP, GAVOILLE und VIGNEAUX (1963). Eine Bohrung, etwa 20 km südlich von Bordeaux, lieferte Proben, mit deren Hilfe bewiesen werden konnte, daß an dieser Stelle Miogypsina globulina bereits im oberen Oligozän zusammen mit Miogypsina gunteri und Miogypsina borneensis vorkommt (siehe S. 117 und Tafel zwischen S. 124 und 125). An Hand der verschiedenen Ausbildung des Embryonalapparates bei Miogypsina globulina (Miogypsina globulina "bispiralées" und Miogypsina globulina "trispiralées") lassen sich zwei verschiedene Formen unterscheiden, die auch bis auf geringfügige zeitliche Überschneidung getrennt vorkommen, und zwar treten die bispiraligen Formen im mittleren Teil der Bohrung auf, die Formen mit einer Trispirale kennzeichnen den Teil der Bohrung, in dem zum erstenmal Miogypsina globulina auftritt und die jüngsten erbohrten Sedimente. Im großen und ganzen konnten die Autoren nachweisen, daß die morphologischen Modifika-

tionen bei den Miogypsinen von der Änderung des Milieus abhängig sind.

"Au point de vue stratigraphique, les biozonations de Miogypsinidae établies par C. W. DROOGER peuvent difficilment être admises tant il apparaît que la répartition et la fréquence des espèces sont directement influencées par la nature des différents faciès qui se succèdent." (S. 129, CARALP, M., GAVOILLE, D., VIGNEAUX, M. 1963).

Da Miogypsina globulina im bearbeiteten Gebiet eine trispiralige Anordnung des Embryonalapparates zeigt, die nach den oben genannten Autoren den oberen Teil des Unter-Miozäns weitgehend kennzeichnet, dürfte für diesen Teil der Formation von Cusano ein Alter von Ober-Aquitan bis Unter-Burdigal, nach DROOGER Unter-Burdigal, in Frage kommen, das hier dem Unter-Langhiano etwa entsprechen wird (siehe planktonische Faunen).

Alter: Unter-Burdigal (Unter-Langhiano)

Mächtigkeit: maximal 10 Meter

Typische Aufschlüsse: südlich von Pettoranello del Molise (33TVG40 3018)

3.10 Longano-Formation

SELLI (1957) beschreibt aus der Nähe von Longano (im bearbeiteten Gebiet) grau-grüne, mergelige Kalke und kalkige Mergel, die sich durch eine planktonische Mikrofauna mit Globigerinen, Orbulinen und Globoquadrinen auszeichnet. Er führt für diese Abfolge, die im Matese und Matese-Randgebiet vorkommt, den Namen "Formazione di Longano" ein. Das Alter wird von ihm mit Helvet angegeben. PESCATORE (1966) übernimmt die Bezeichnung.

Der Komplex D_b (Helvet), "weißliche, mergelige Kalke mit Orbulina suturalis", der Serie von Macchiagodena (SIGNORINI, 1962) entspricht der oben angeführten Formation.

Im Kartierungsgebiet konnte eine kalkige Fazies, die meist den lie-

genden Teil der Formation bildet und eine mergelige Fazies im Hangenden unterschieden werden. Eine seitliche Verzahnung der beiden Lithofazies ist jedoch auch zu beobachten.

3.10.1 Fazies 1 (kalkige Ausbildung)

Lithologie: Den Hauptanteil stellen hellgraue bis gelbliche Globigerinen-Biomikrite in plattigen Bänken (unter 10 cm mächtige Bänke), die manchmal in millimeterdünne Plättchen aufspalten. Schon mit dem bloßen Auge sind die großwüchsigen Orbulinen und Globigerinen zu erkennen. Diese Fazies bildet im Gelände oft Steilwände. An verschiedenen Stellen im bearbeiteten Gebiet sind in die Globigerinen-Biomikrite bis zu 1 m mächtige Bänke von dicht gepackten Algen-Bryozoen-Biosparruditen und Biolithiten eingelagert.

Fossilien: in den Algen-Bryozoen-Biosparruditen

Lithothamnium sp., Mesophyllum sp.,
Lithophyllum sp., Archaelithothamnium sp.
Bryozoen
Amphistegina sp., Rotaliidae, Globigerinidae
sowie Mollusken-Schalenreste und umgelagerte
Nummuliten

Alter: Langhiano - Elveziano (aufgrund des Auftretens von O. suturalis und O. universa [1])

Mächtigkeit: maximal 50 Meter

Typische Aufschlüsse: Valle Caprara (Profil 5)

3.10.2 Fazies 2 (mergelige Ausbildung)

Lithologie: Es herrschen gelbe bis grünliche Mergel mit wenigen eingeschalteten Globigerinen-Biomikrit-Bänken vor.

---

1) Über das erste Auftreten von Orbulina in Italien und im bearbeiteten Gebiet siehe Kapitel 3.12.

Fossilien:

Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerinoides altiaperturus BOLLI
Globigerinoides trilobus bisphericus TODD
Globigerinoides bulloideus CRESCENTI
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY
Globigerinoides trilobus irregularis LE ROY
Globigerinoides obliquus BOLLI
Globigerinoides primordius BLOW & BANNER
Globoq uadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR & COLLINS)
Globoquadrina langhiana CITA & GELATI
Globorotalia mayeri CUSHMAN & ELLISOR
Globorotalia obesa BOLLI
Globorotalia scitula (BRADY)
Hastigerina siphonifera (D'ORBIGNY)
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN
Orbulina universa D'ORBIGNY
Porticulasphaera transitoria (BLOW)
Sphaeroidinellopsis sp.

Den größten prozentualen Anteil an der rein planktonischen Foraminiferenfauna stellt die Globigerinoides trilobus - Gruppe.

Alter: Im Liegenden des lateralen Verzahnungsbereiches mit der Fazies 1 treten Formen aus den Entwicklungsreihen von Globigerinoides trilobus bisphericus zu Orbulina suturalis und zu Orbulina bilobata auf (siehe BLOW, 1956). Diese Übergangsformen sind nach CITA & PREMOLI SILVA (1960) und CRESCENTI (1966) bezeichnend für das Ober-Langhiano, das dem Ober-Burdigal entsprechen soll [1] (siehe CITA & PREMOLI SILVA, 1960).
Die Faunen aus den hangenden Mergeln sind deutlich jünger (Elveziano). Neben Orbulina suturalis ist Orbulina universa häufig. Im Übergang zum Torton tritt Globigerinoides obliquus auf.

Ober-Langhiano bis Elveziano

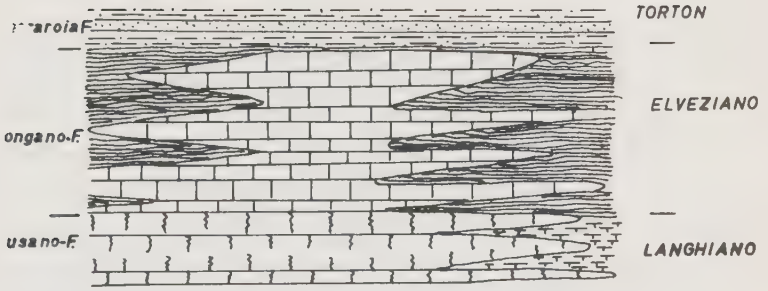
Mächtigkeit: maximal 100 Meter

---

1) Siehe aber Anmerkung S. 51.

Typische Aufschlüsse: im Norden des Gebietes und im oberen Lordatal

Horizontale und laterale Übergänge:



3.11 Pietraroia-Formation

SELLI (1957) führt den Namen der "Formazione di Frosolone" in die Literatur ein. In seiner Arbeit über das Paläogen in Mittelitalien (1962) bilden die "Formazione di Pietraroia" und die "Formazione di Frosolone" die paläoautochthone Unterlage seiner Gleitdecken. PESCATORE (1965) übernimmt diese Namen.
Der Komplex E (Torton) der Serie von Macchiagodena (SIGNORINI, 1962) entspricht ihr lithologisch und altersmäßig. CRESCENTI (1967) stellt den mittleren und oberen Teil der Pietratoia-Formation und der Formazione di Frosolone in die Biozone der Globorotalia menardi.

Lithologie: Die gelblich-braunen, schwarz-grauen, tonigen Mergel

bis kalkigen Mergel haben Einschaltungen von Kalkarenit-Bänken (5 cm bis 1 m mächtig) und von Kalksandstein-Bänken im Hangenden, die stellenweise eine deutliche Gradierung zeigen. Der prozentuale Anteil dieser eingeschalteten Bänke an der Gesamtmächtigkeit der Serie ist sehr gering. Verschiedentlich kann man an den Schichtunterflächen Grabgänge beobachten. Die Formation ist stellenweise stark bituminös und fossilarm. Foraminiferen treten nur in einigen Horizonten auf.

Fossilien:

Globigerina apertura CUSHMAN
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerina cf. diplostoma REUSS
Globigerina eggeri RHUMBLER
Globigerina falconensis BLOW
Globigerinoides adriaticus (FORNASINI)
Globigerinoides bulloideus CRESCENTI
Globigerinoides sacculifer (BRADY)
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globigerinoides trilobus bisphericus TODD
Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY
Globigerinoides trilobus irregularis LE ROY
Globoquadrina altispira (CUSHMAN & JARVIS)
Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR & COLLINS)
Globorotalia hirsuta (D'ORBIGNY)
Globorotalia incompta (CIFELLI)
Globorotalia mayeri CUSHMAN & ELLISOR
Globorotalia menardi (D'ORBIGNY)
Globorotalia obesa BOLLI
Globorotalia opima continuosa BLOW
Globorotalia praemenardi CUSHMAN & STAINFORTH
Globorotalia scitula (BRADY)
Globorotalia subcretacea (LAMNICKI)
Hastigerina siphonifera (D'ORBIGNY)
Orbulina bilobata (D'ORBIGNY)
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN
Orbulina universa D'ORBIGNY
Sphaeroidinella aff. grimsdalei (KEIJZER)
Cibicides sp.

Die Mikrofauna besteht zu über 90 % aus planktonischen Foraminiferen.

Alter: Nach CRESCENTI (1966) ist diese Fauna kennzeichnend für die

Biozone der Globorotalia menardi, die er in das Torton stellt (siehe auch CITA "Foraminiferi planctonici del Tortoniano - Tipo").
BOLLI (1957, 1966) stellt bereits mit der Wende von Unter- zu Mittel-Miozän das erste Auftreten von Globorotalia menardi fest.

Torton

Mächtigkeit: maximal sind 50 bis 100 Meter aufgeschlossen.

Typische Aufschlüsse: Straße Isernia-Longano (490-510 m), im Südwesten von Castelpizzuto

Horizontale und laterale Übergänge: Gegen Süden schalten sich häufiger dunkle Globigerinen-Biomikrit-Bänke ein, die Mergel treten anteilmäßig zurück. Verbunden damit ist eine Verarmung der Mikrofaunen. Globorotalia menardi als Zonen-Leitfossil wurde in den Schlämmproben nicht mehr gefunden.
Es ist gut möglich, daß diese Fazies auch altersmäßig dem kalkigen Teil der Formation von Longano entspricht (Helvet). Diese Formation macht den hangensten Teil der anstehenden Sedimente im bearbeiteten Gebiet aus.

3.12 Das "Orbulina-datum" in Italien und seine chronostratigraphische Stellung im bearbeiteten Gebiet

Nach SELLI (1957) treten in Mittel-Italien die ersten Orbulinen im Elveziano auf. DROOGER und SOCIN (1959) stellen fest, daß bei Rosignano (Nord-Italien) in Ablagerungen des Burdigals mit Miogysina globulina und Miogypsina intermedia noch keine Orbulinen vorkommen. Ob sie im Helvet oder aber erst im Torton auftreten, ist an diesem Ort nicht zu entscheiden. M. B. CITA und I. PREMOLI SILVA (1960), die die Foraminiferen der Typlokalität des Langhiano (gleich Burdigal [1]) bearbeiteten, konnten beweisen, daß Orbulina

1) Siehe Anmerkung S. 51.

suturalis zum erstenmal im oberen Langhiano (Orbulina suturalis-Zone) auftritt. Auch bei CRESCENTI (1966, 1967) markiert die Orbulina suturalis-Zone den hangensten Teil des Langhiano. VERVLOET (1966) erwähnt, daß in Süd-Piemont die letzten Miogypsinidae vor dem "Orbulina-datum" zu finden sind.

Miogypsina globulina und Miogypsina intermedia kennzeichnen genau wie bei DROOGER das Burdigal. Das "Orbulina-datum" wird von ihm in das Ober-Helvet gestellt (Fig. 4, S. 48).

Eine gegensätzliche Ansicht vertritt BLOW (siehe Anmerkung bei CITA und PREMOLI SILVA, 1960 und bei BANDY, 1966), der das erste Auftreten der Orbulina s. s. aus dem obersten Aquitan von Malta und Sizilien beschreibt (1957), genau wie BOLLI (1957) aus Trinidad.

Eine Erklärung für die Tatsache, daß Orbulina s. s. an verschiedenen Lokalitäten in verschiedenalterigen Sedimenten zum erstenmal auftritt, findet BANDY (1966). Er meint, daß die ehemalige Klimazonengliederung einen wesentlichen Einfluß auf das "Orbulina-datum" gehabt hat. Während in Faunen aus tropischen und warmen Meeren Orbulina an der Wende Aquitan zu Burdigal erscheint, kommt sie in Faunen gemäßigten Klimas (z. B. in Zentral-Europa) erst nach dem Burdigal vor. "Orbulina appeared more or less simultaneously in tropical to warm temperate areas and somewhat later in geologic time in temperate areas." (BANDY, S. 79)

Im bearbeiteten Gebiet konnte in Übereinstimmung mit DROOGER und VERVLOET festgestellt werden, daß Orbulina s. s. erst in Sedimenten vorkommt (im obersten Teil der Cusano-Formation und im liegenden Teil der Longano-Formation), die eindeutig im Hangenden der Schichten folgen, die Miogypsinen enthalten. Diese Schichten konnten mit Unter-Burdigal [1] bestimmt werden aufgrund des Auftretens von Miogypsina globulina und Miolepidocyclina burdigalensis. Die planktonischen Foraminiferenfaunen entsprechen dem Aquitan bis Langhia-

---

1) Entspricht etwa dem Unter-Langhiano, siehe auch S. 53, 54.

no (Globigerinita dissimilis-Zone bis Globigerinoides trilobus-Zone nach CRESCENTI, Globigerinoides-Globoquadrina-Zone nach VERVLOET), wobei Globigerinita dissimilis, die noch in einigen Exemplaren vorkommt, auf Aquitan, eventuell Unter-Langhiano hindeutet.

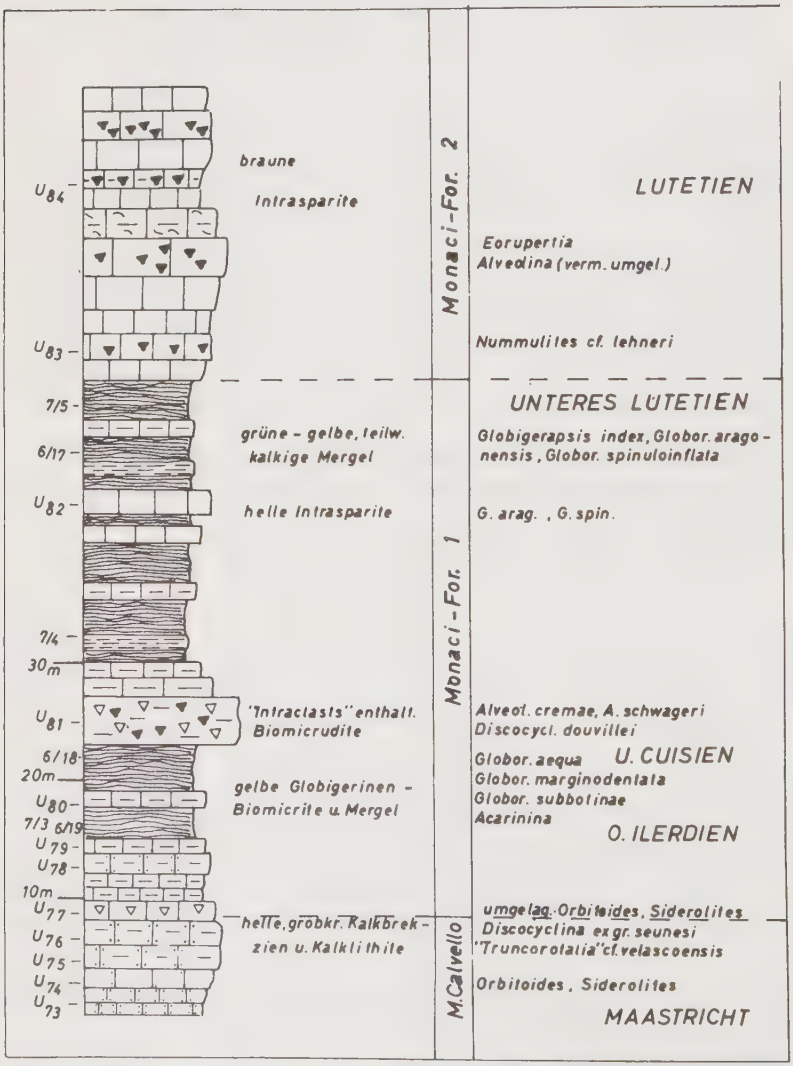
Das Liegende der Longano-Formation dürfte zumindest an einigen Orten, der Mikrofauna nach, in die Orbulina suturalis-Zone nach CRESCENTI und CITA zu stellen sein und damit in das Ober-Langhiano gehören (siehe S. 56).
Der hangenste Teil der Cusano-Formation, in dem Orbulina s. s. zum erstenmal auftritt, geht kontinuierlich in den liegenden Teil der Longano-Formation über, die Orbulina suturalis häufig enthält. Es bleiben maximal 20 Meter bituminöser Kalke der Cusano-Formation, die zwischen den Schichten des Unter-Burdigals (mit Miogypsinen) und den Übergangsschichten der Cusano-Formation zur Longano-Formation mit Orbulina s. s. liegen, so daß auch im bearbeiteten Gebiet das Erscheinen der ersten Orbulinen im Mittel- bis Ober-Langhiano anzunehmen ist.

Typische Aufschlüsse, an denen sich diese Verhältnisse beobachten lassen, sind ungefähr 700 m südlich von Pettoranello del Molise am Südabhang des Berges Collo (33TVG403018) gelegen.

4. Der Übergang vom Kalkapennin zur Molise-Zone im bearbeiteten Gebiet.

4.1 Profile (unter besonderer Berücksichtigung des Kreide/Tertiär-Überganges) [1)]

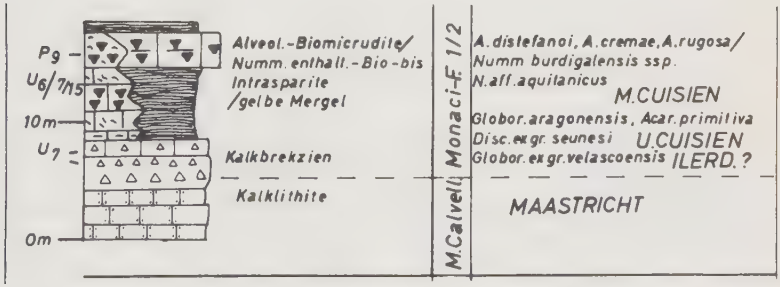
Profil 1 la Pineta (33TVG372049)



In diesem Profil enthalten die obersten Bänke der Mte. Calvello-Formation, die sich lithologisch nicht vom Liegenden unterscheiden, "Truncorotalien" aus der Gl. velascoensis-Gruppe neben umgelagerten Großforaminiferen aus dem Maastricht. Das Alter dürfte dem Ilerdien entsprechen, Mittel-Paleozän ist nicht nachzuweisen. Man kann nicht ausschließen, daß durch Kondensation verschiedene Biozonen des Paleozäns in einem Horizont vorkommen.
Der Übergang zur Monaci-Formation 1 erfolgt kontinuierlich. Als Untergrenze wurde eine geringmächtige Brekzienbank gewählt. Sie enthält aufgearbeitete Kalklithit-Brocken der Mte. Calvello-Formation, die in eine gelbe, mikritische Matrix, die Acarininen und "Truncorotalien" enthält, eingebettet sind.

Dieses Profil befindet sich im Faziesbereich 1 des Eozäns im Arbeitsgebiet (Molise-Becken-Rand).

Profil Pietradonata (33TVG3402)



Auf gut gebankte Kalklithite der Mte. Calvello-Formation folgen konkordant Brekzien aus dem Ober-Paleozän bis Unter-Eozän, die neben umgelagerten Orbitoides und Siderolites, Nummuliten, Alveolinen und Discocyclinen enthalten. In mikritischen Partien treten "Truncorotalien", Acarininen und Globigerinen auf. Etwa 1 Meter im Hangenden folgen gelbe Mergel und Alveolinenkalke der Monaci-Formation 1 aus dem Unter- bis Mittel-Cuisien.

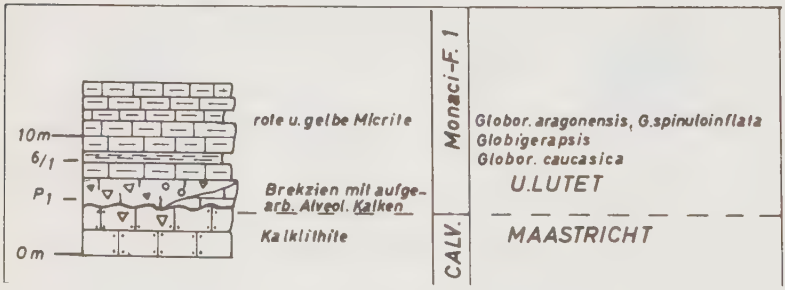
500 Meter weiter südlich, am gleichen Berg, verzahnt sich die Monaci-Formation 1 mit der Monaci-Formation 2, die sich aufgrund von Nummuliten ebenfalls mit Unter-Eozän bestimmen läßt (siehe Stratigraphie, S. 33). Im Verzahnungsbereich der beiden Fazies treten örtlich Globigerinen-Biomikrite und Kalklithite in Wechsellagerung mit millimeterdünnen, gelben Mergelbändern auf, die planktonische Foraminiferenfaunen aus dem unteren Teil des Mittel-Eozäns enthalten (Globigerapsis kugleri bis Globorotalia lehneri-Zone nach BOLLI, 1966).

Schliff U_6 enthält:

Acarinina spinuloinflata (BANDY), Globigerapsis index (FINLAY), Übergangsformen von Globorotalia spinulosa CUSHMAN zu Globorotalia lehneri CUSHMAN und JARVIS, Truncorotaloides sp.

Dieses Profil liegt bereits im Übergang von Faziesbereich 1 zu Faziesbereich 2 des Eozäns.

Profil 17 S.S. Trinita (33TVG305006)

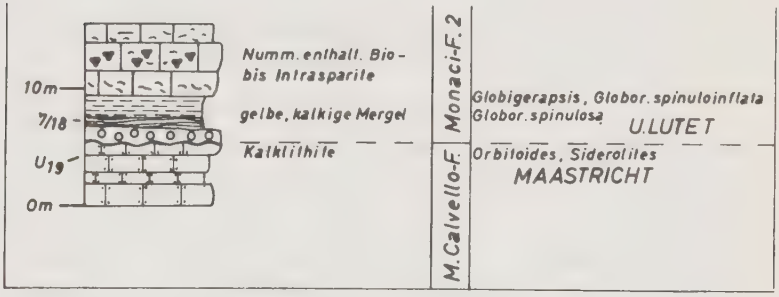


Die Monaci-Formation 1 folgt stellenweise mit einem Konglomerat, in dem Alveolinenkalke aus dem Unter- bis Mittel-Cuisien aufgearbeitet sind, auf die Mte. Calvello-Formation. Die gelben und roten Mikrite im Hangenden enthalten Mikrofaunen aus der Globigerapsis kugleri-Zone (siehe stratigraphischer Teil, S.28). Vermutlich ist eine Transgression im Mittel-Eozän erfolgt, wobei untereozäne Se-

dimente aus der Umgebung aufgearbeitet und umgelagert worden sind.

Dieses Profil gehört ebenfalls in den Faziesbereich 1 (siehe Faziskarte).

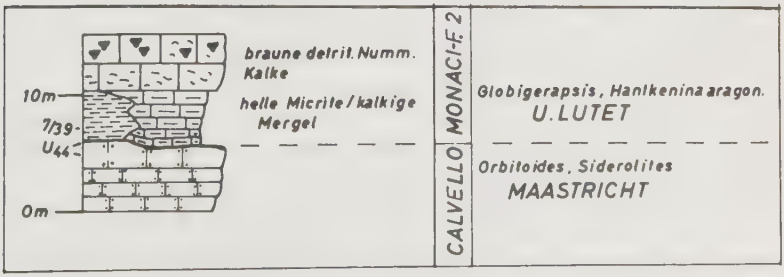
Profil südlich der Masseria delle Monache (33TVG36203)



Auch hier ist an der Kreide/Tertiär-Grenze eine Schichtlücke zu beobachten, die vom Ober-Maastricht bis Unter-Lutet reicht. Zwischen der Mte. Calvello-Formation und der Monaci-Formation 2 befindet sich ein 1 bis 2 Meter mächtiger Bereich mit Konglomeraten, Brekzien und Mergeln.

Dieses Profil befindet sich im nördlichen Teil des Faziesbereiches 2 (gekennzeichnet durch die Monaci-Formation 2 im Eozän).

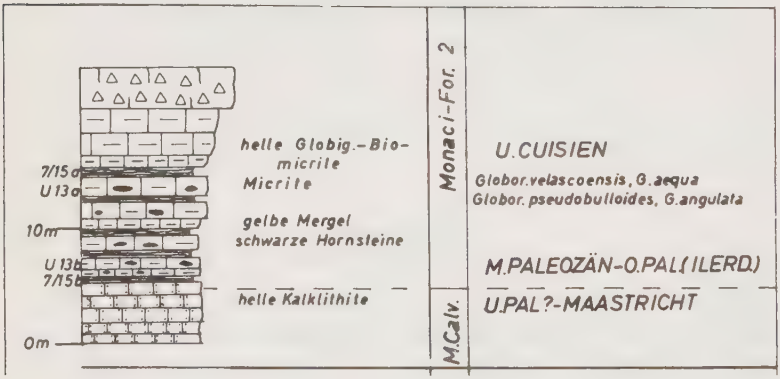
Profil 13 Straße nach S. Agapito (33TVG345006)



Wir finden die gleiche Schichtlücke wie im zuvor beschriebenen Profil. Stellenweise folgen mit einer deutlichen Diskordanz auf eine Karstoberfläche der Kreide dünnbankige, gelbe Mikrite, die in der Regel nur 2 Meter des liegenden Teiles der Monaci-Formation 2 ausmachen. Seitlich können sie sich mit den Mergeln verzahnen.

Das Profil liegt ebenfalls im Faziesbereich 2 des Eozäns.

Profil 3 im Bachtal des F. Inferno, nördlich des Campo di Merco (33TVG39900)



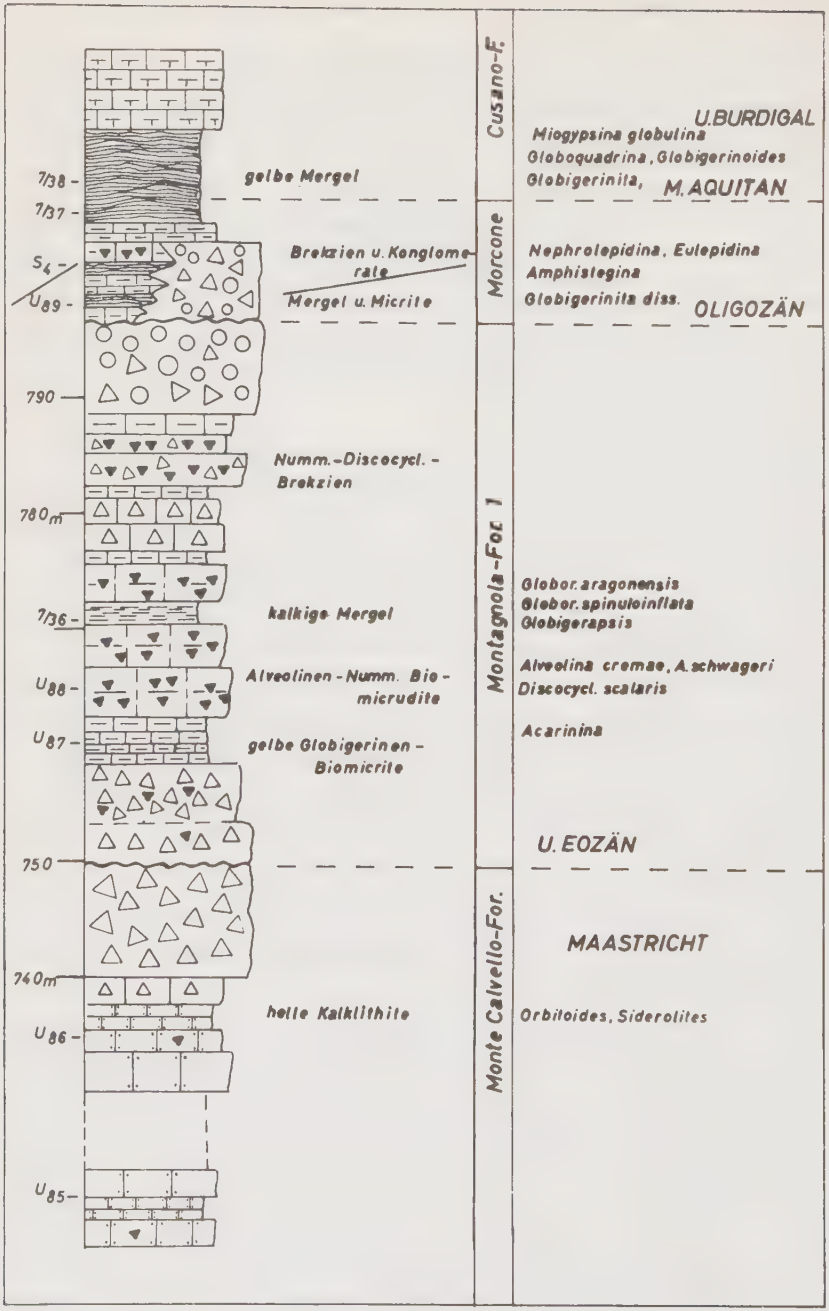
Auf dünnbankige Kalklithite der Mte. Calvello-Formation folgen konkordant die bereits auf S. 34 des stratigraphischen Teiles beschriebenen Mergel und Mikrite.

Profil 3 (siehe auch Säulenprofil-Tafel und Fazies-Karte) befindet sich im Bereich 2 der Eozän-Fazies-Karte.

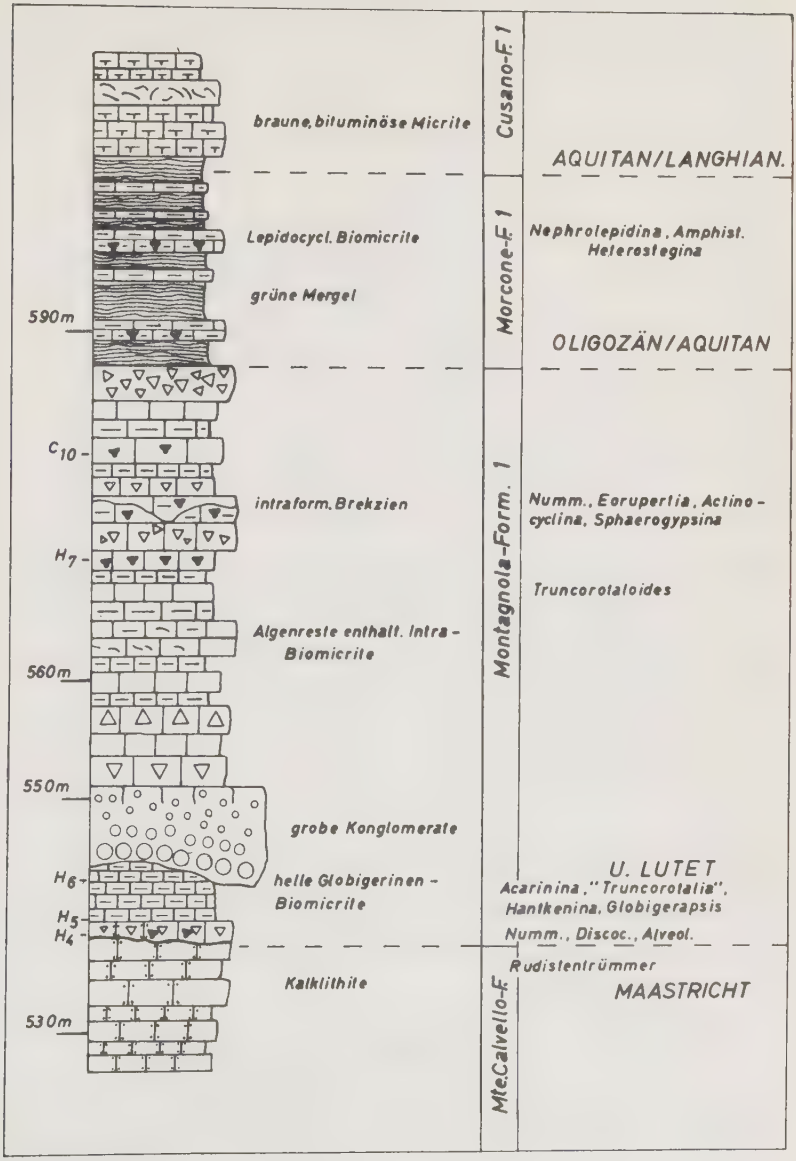
Profil 14 Monte Longo (33TVF367986)

Der Übergang Kreide/Tertiär am Mte. Longo ist typisch für den Bereich, in dem die Montagnola-Formation 1 auftritt.
Der hangende Teil der Mte. Calvello-Formation besteht meist aus schlecht geschichteten Brekzien, die viele Rudistentrümmer enthal-

ten. Die Transgression des Unter-Eozäns mit Brekzien und Konglomeraten, in die neben aufgearbeiteten Siderolites und Orbitoides, Nummuliten und Alveolinen in die mergelige Matrix eingelagert sind, ist mancherorts auf stark verkarstete Ober-Kreide-Kalke erfolgt.
Der ständige laterale und horizontale Wechsel der verschiedenen Kalke (Mikrite, Sparite, Brekzien) und die intraformationalen Brekzien, die aufgearbeitete Foraminiferen aus verschiedenen Milieus des Eozäns nebeneinander enthalten, dürften SELLI (1957) dazu geführt haben, die "Formazione di Montagnola" in seinem Profil vom Mte. Longo in das Miozän zu stellen.
Im Liegenden der Montagnola-Formation treten jedoch häufig Alveolinenkalke aus dem Cuisien auf, außerdem lassen sich aus wenigen, dünnen Mergelbändern Mikrofaunen bestimmen, die sich eozänen Biozonen zuordnen lassen (z. B. 7/36 Hantkenina aragonensis bis Globigerapsis kugleri-Zone nach BOLLI, 1966). Dieses, sowie die Tatsache, daß im Hangenden der Montagnola-Formation entweder mit einem Transgressionskonglomerat oder mit kontinuierlichem Übergang die Morcone-Formation erfolgt, die sich durch reiche Foraminiferenfaunen aus dem Oligozän bis Aquitan auszeichnet, dürfte ausreichend das eozäne Alter der Montagnola-Formation im Liegenden beweisen.
Umgelagerte Großforaminiferen aus dem Eozän neben Lepidocyclinen und Miogypsinen sind erst in den detritischen Kalken der Morcone-Formation und Cusano-Formation zu finden.
Auch in diesem Profil wurde im liegenden Teil der Cusano-Formation Miogypsina globulina gefunden.
Andere am Mte. Longo aufgenommene Profile zeigen nur unwesentliche Abweichungen. Stellenweise können die Intrasparite bis Intramikrite der Fazies 1 der Montagnola-Formation altersmäßig bis in das Oligozän reichen, im Hangenden folgen dann Lepidocyclinenkalke aus dem Chatt.


Cusano-F.
Morcone
Montagnola-For.
Monte Calvello-For.
7/38
7/37
S4
U89
790
780m
7/36
U88
U87
750
740m
U86
U85
gelbe Mergel
Brekzien u. Konglomerate
Mergel u. Micrite
Numm.-Discocycl.-Brekzien
kalkige Mergel
Alveolinen-Numm. Biomicrudite
gelbe Globigerinen-Biomicrite
helle Kalklithite
U.BURDIGAL
Miogypsina globulina
Globoquadrina, Globigerinoides
Globigerinita,
M.AQUITAN
Nephrolepidina, Eulepidina
Amphistegina
Globigerinita diss.
OLIGOZÄN
Globor. aragonensis
Globor. spinuloinflata
Globigerapsis
Alveolina cremae, A. schwageri
Discocycl. scalaris
Acarinina
U. EOZÄN
MAASTRICHT
Orbitoides, Siderolites

Profil Assunta bei San Agapito (33TVF355994)



1963 erwähnt PESCATORE von derselben Stelle einen konglomeratischen Übergang der Mte. Calvello-Formation zur Montagnola-Formation. Dieses Konglomerat folgt konkordant auf die Ober-Kreide und erreicht Mächtigkeiten von 0,5 bis 2 Meter. Auch PESCATORE (1965) schließt die Möglichkeit nicht aus, daß große Teile der Montagnola-Formation in diesem Profil in das Eozän zu stellen sind.
Zum größten Teil bildet nicht das oben erwähnte grobe Konglomerat, wie PESCATORE meint, die Basis des Tertiärs, sondern die oberste Bank der Mte. Calvello-Formation (helle Kalklithite mit Rudistenschutt) enthält im oberen Teil (etwa 10 cm der 20 cm mächtigen Bank, Schliffe H_4) gepfeilerte Nummuliten, Alveolinen und Discocyclinen. Im teilweise mikritischen Zement sind planktonische Foraminiferen aus dem Mittel-Eozän eingelagert. Es folgen 2 bis 3 Meter gelbliche Mikrite, die meist mit einer deutlichen Diskordanz von den Konglomeraten überlagert werden. Im Hangenden folgt die übliche Ausbildung der Montagnola-Formation.

Dieses Profil liegt genau wie das vorherige Profil im Fazies-Bereich 3 des Eozäns (Bereich der Montagnola-Formation, Fazies 1).

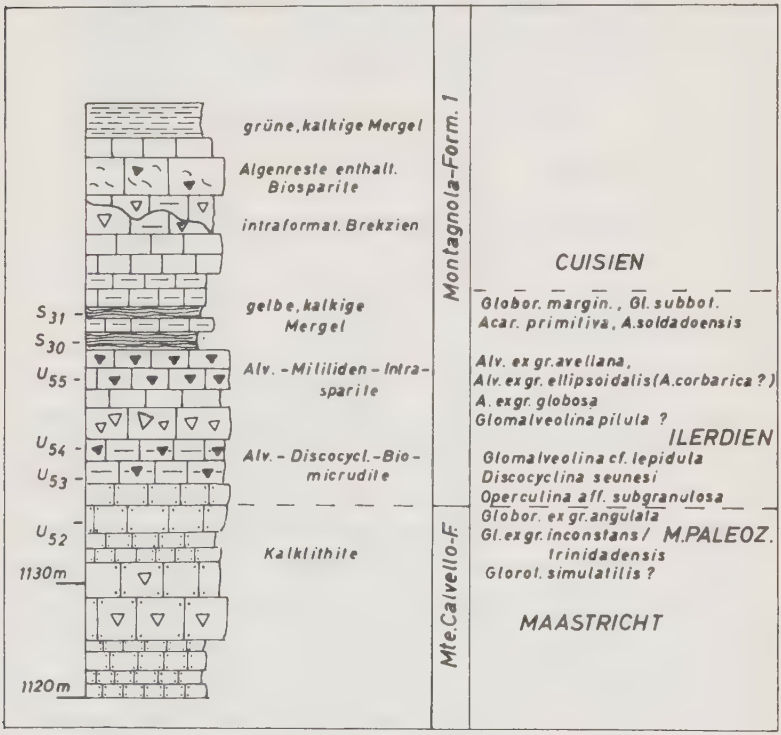
Profil 4 Berg 1181 nordöstlich von Castelpizzuto (33TVF405983)

In den obersten Bänken der Mte. Calvello-Formation konnten tertiäre Foraminiferen nachgewiesen werden. Herr Professor Hagn bestimmte freundlicherweise einen Dünnschliff (U_{52}) aus diesen Kalklithiten:

"neben umgelagerten Rudistenresten, sandschalige Foraminiferen, rotaliide Foraminiferen, Milioliden
Asterigerina cf. rotula (KAUFMANN), Discocyclinen, Globigerinen vom Tertiär-Typus sowie kleine Acarininen und "Truncorotalien" (eventuell "Truncorotalia" velascoensis occlusa (LOEBLICH & TAPPAN))
vermutlich höheres Paleozän."

Nach LUTERBACHER (1964) ist Globorotalia occlusa LOEBL. und TAPP. kennzeichnend in der Globorotalia pseudomenardi-Zone und der Globorotalia velascoensis-Zone (oberes Mittel-Paleozän bis Ober-Paleozän). Weitere Dünnschliffe enthielten ebenfalls Globorotalien aus dem Mittel- bis Ober-Paleozän sowie eine umgelagerte Globotruncana stuarti.

An dieser Stelle gehört der hangende Teil der Mte. Calvello-Formation altersmäßig in das Mittel-Paleozän bis Unter-Ilerdien. Dieses Ergebnis steht in Einklang mit den Aussagen von SIGNORINI und DEVOTO (1962), die den hangenden Teil des Komplexes A in das Unter- bis Mittel-Paleozän stellen.



Die folgenden Alveolinenkalke gehören im Liegenden in das Unter-Ilerdien. Herr Professor Hottinger bestimmte dankenswerterweise U_{53}:

> Operculina aff. subgranulosa D'ORBIGNY, Discocyclina ex gr. seunesi und Alveolina (Glomalveolina) cf. lepidula SCHWAGER, Pararotalien.

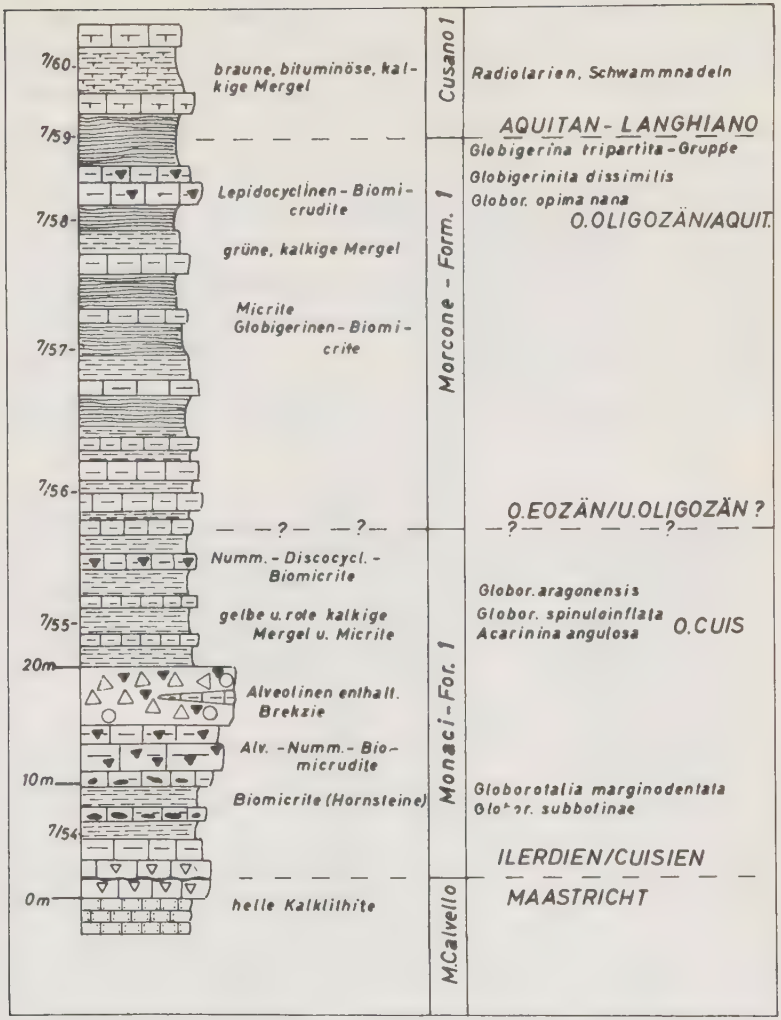
Unter-Ilerdien

Es folgen etwa 7 Meter Alveolinenkalke aus dem Ilerdien. Flosculi-

nen aus der Alveolina globosa-Gruppe deuten nach HOTTINGER (1960) mit Sicherheit auf ein oberpaleozänes Alter hin. Die Mergelproben im hangensten Teil der Alveolinenkalke, die nach HILLEBRANDT (1965) in die Globorotalia marginodentata-Zone gehören würden, bestätigen das Ilerdien-Alter.
Dieses Profil mit etwa 10 Metern sicher nachweisbarer Sedimente aus dem Paleozän muß als eine Ausnahme im Bereich der Fazies-Zone 3 des Eozäns angesehen werden. Meist beginnt sonst das Tertiär mit dem Unter-Eozän.

Profil 19 le Fontanelle (33TVF346961)

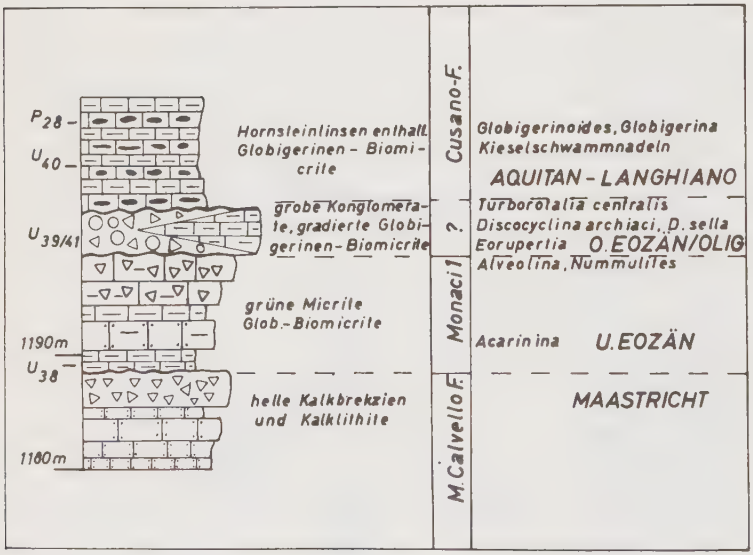
Die übliche Transgression im Ober-Ilerdien bis Unter-Cuisien der Monaci-Formation 1 auf Maastricht(Mte. Calvello-Formation)liegt vor. Der Übergang Kreide/Tertiär und die Ausbildung der Monaci-Formation gleicht dem Profil 1 ganz im Norden des Gebietes.
Aus den liegenden Mergeln lassen sich planktonische Foraminiferenfaunen aus der Globorotalia aequa- bis Globorotalia subbotinae-Zone bestimmen (Ober-Paleozän bis Unter-Eozän nach LUTERBACHER, 1964). Alveolinenkalke aus dem Cuisien sind ebenfalls vorhanden. Etwa 5 Meter im Hangenden der Alveolinenkalke ließ sich eine Mikrofauna aus der Globorotalia aragonensis bis Globorotalia bullbrooki-Zone bestimmen (Ober-Cuisien bis Unter-Lutetien nach LUTERBACHER, 1964). Die mergelig, mikritische Sedimentation setzt sich fort. Die obersten 20 Meter sind aufgrund von Foraminiferenfaunen in die Globigerina-Zone (Oligozän nach VERVLOET, 1966), zu stellen. Mittel- und Ober-Eozän konnten nicht nachgewiesen werden, obgleich sich die Sedimentation scheinbar kontinuierlich fortsetzt.



Vermutlich liegt eine Schichtlücke für diesen Zeitraum vor. Es muß jedoch offen bleiben, ob nicht der unterste Teil der im Profil zur Morcone-Formation gerechnet wird, eventuell diesen Zeitraum ausfüllt.

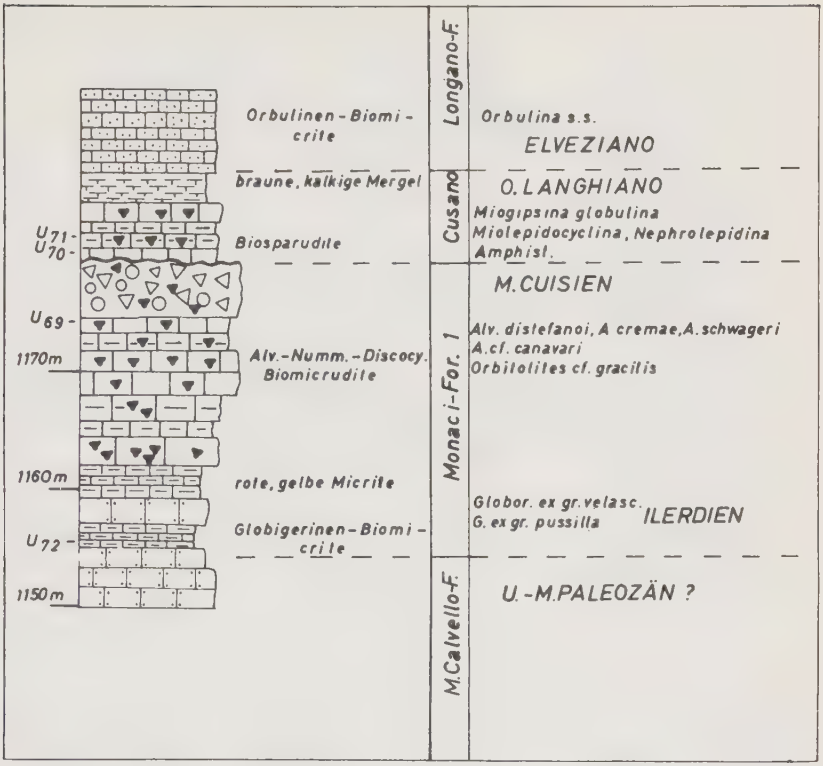
Profil 16 Mte. Civita (33TVF389944)

Auf helle Kalkbrekzien der Mte. Calvello-Formation folgen 10 bis 15 Meter Mikrite und Biomikrite der Monaci-Formation 1 aus dem Unter-Eozän. Das bis zu 2 Metern mächtige Konglomerat im Hangenden verzahnt sich seitlich mit pelagischen Kalken, die schwarze Hornsteinbänder enthalten. Aufgrund der Fauna ist ein Alter von Ober-Eozän am wahrscheinlichsten. Ob tatsächlich im Liegenden des Konglomerathorizontes eine Schichtlücke besteht, die große Teile des Eozäns umfaßt oder ob es sich um einen Aufarbeitungshorizont aus dem Mittel-Eozän handelt, konnte nicht entschieden werden. Auf das Konglomerat folgt die Cusano-Formation.



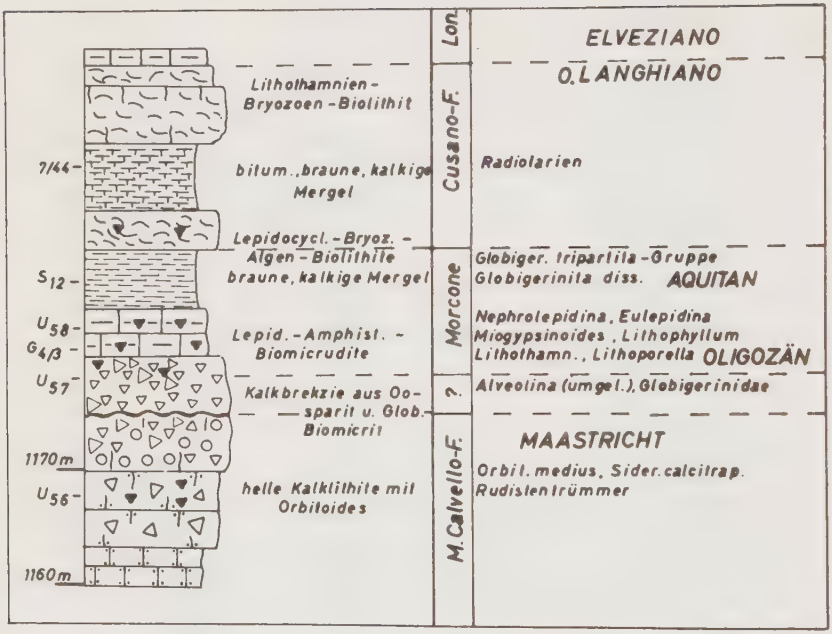
Dieses Profil und das folgende Profil 10 gehören zu einer schmalen Zone, die im Unter-Eozän noch etwa gleiche Sedimentationsbedingungen wie der Bereich 1 des Eozäns im Norden des Untersuchungsgebietes zeigt, danach jedoch weitgehend in den Bereich des Kalkapennins einbezogen wird.

Profil 10 südlich der Mass. Mannoni (33TVF431936)



Der Kreide/Tertiär-Übergang liegt im hangenden Teil einer konkordant lagernden Abfolge heller Kalklithite der Mte. Calvello-Formation. In die Mikrite der Monaci-Formation 1 sind im liegenden Teil noch Kalklithit-Bänke eingeschaltet, die sich weder lithologisch noch in der Mikrofauna von der Mte. Calvello-Formation unterscheiden. Die Alveolinenkalke im oberen Teil der Monaci-Formation gehören in das Mittel-Cuisien. Darauf transgrediert im Unter-Burdigal die Cusano-Formation. Hier besteht eine Schichtlücke von Unter-Eozän bis Burdigal.

Profil 5 Valle Caprara (33TVF 433959)



Die Kreide/Tertiär-Grenze ist hier im Bereich grober Brekzien zu suchen, die die obersten Bänke der Mte. Calvello-Formation bilden. Sehr häufig ist Orbitoides medius D'ARCHIAC. Auf eine verkarstete Oberfläche der Kreide folgt eine 1 bis 2 Meter mächtige Brekzie, die aufgearbeitete Alveolinenkalke, Rudistentrümmer, Discocyclinen-Bruchstücke und im mikritischen Zement Globigerinen enthält. Altersmäßig dürften die Brekzien in das Oligozän gehören. Die Morcone-Formation zeigt Einschaltungen detritischer Kalke mit zahlreichen Lithathamnien. Die Cusano-Formation besteht zum großen Teil aus Lithothamnien-Bryozoen-Biolithiten (Biostrome).

Dieses Profil zeigt bereits eine Schichtfolge, die kennzeichnend für Profile aus dem Kalkapennin ist. Auf seine Übergangsstellung weist allein noch das Oligozän in einer küstennahen Fazies hin.

4.2 Der Übergang im Mesozoikum und Tertiär

4.2.1 Mesozoikum

4.2.1.1 Das Mesozoikum des Kalkapennins

Der Kalkapennin wird durch mächtige Sedimente in neritischer Fazies, die von der Ober-Trias bis zur Ober-Kreide reichen, gekennzeichnet.

Nach PESCATORE (1965) lassen sich drei verschiedene Zonen im Mesozoikum unterscheiden:

Zone A — südlich der Linie Benevento-Limatola-Capua, mit einer kontinuierlichen Sedimentation von der Ober-Trias bis zur Ober-Kreide;

Zone B — eine zentrale Ebene mit Bauxiten im Norden der oben genannten Linie. Die Bauxite korrespondieren mit einer Regressionsphase im Cenoman;

Zone C — die im West-Matese und den Bergen um Venafro gelegen ist. Eine weitgehende Schichtlücke im Mesozoikum ist ausgebildet.

An diese letzte Zone schließt sich direkt die "Depressione Molisano-Sannitica" an.
Diese Zonengliederung entspricht ungefähr der Einteilung, die D'ARGENIO (1963) für den Kalkapennin durchgeführt hat. Seine Zone C umfaßt einen Bereich ohne Bauxite und die Depression selbst.

Im Arbeitsgebiet, das im westlichen Randgebiet des Matese liegt, sind von vornherein also nur die Zone C und eventuell die Zone B zu erwarten.
Im Südwesten des Kartierungsgebietes, am Mte. Croce, der östlich der Straße Gallo-Vallelonga liegt (33TVF356927) und etwas nordwestlich, am Mte. Codacchio, können Verhältnisse festgestellt werden, die der Zone C nach PESCATORE (1965) entsprechen (siehe Profil 24 der Säulenprofil-Tafel, welches dem Profil vom Mte. Croce bei PESCATORE, 1965, S. 119 entspricht). Auf Dolomite der Fontegreca-Formation, deren hangenster Teil aufgeschlossen ist, transgrediert die

Mte. Calvello-Formation mit etwa 100 Meter mächtigen Rudistentrümmerkalken. Die Schichtlücke im Mesozoikum umfaßt hier den Zeitraum von Unterlias bis Ober-Santon.

IETTO (1963) beschreibt eine ungefähr West-Ost streichende Zone, in der der Mte. Cinnamiello, der Mte. Croce und der Mte. Coppare liegen (sie befinden sich sämtlich auf der Tav. Gallo) und die gekennzeichnet wird durch die Transgression der Ober-Kreide auf Dolomite der Ober-Trias. Ungefähr 3 km südlich schließt sich eine Zone an, in der die Ober-Kreide transgressiv auf Jura lagert (Cese di Cangio, Csta. tre Faggi auf der Tav. Gallo).

Im Südosten des Gebietes, 7-8 km östlich des Mte. Croce, sind im Profil 7 an der Straße von Roccamandolfi in Richtung Castelpizzuto (33TVF445937) hellbraune Kalke aufgeschlossen, die häufig Diceratiden (Requienien) und Gastropoden enthalten. Diese Algen-Gastropoden-Biolithite bis Biosparrudite enthalten im einzelnen (Schliff G_1):

> Cayeuxia piae FROLLO, Linoporella elliotti PRATURLON, Cuneolina sp., Nerinea sp. sowie Miliolideen und Gastropoden.

Das Alter ist vermutlich Alb. Linoporella elliotti wird von PRATURLON (1966) als typisch für das Alb angegeben. SGROSSO (1964) beschreibt Kalke mit Diceratiden aus dem Apt bis Alb, sie sollen das Liegende der Bauxite im Matese bilden, auch MANFREDINI (1965) erwähnt Requienien-Kalke aus der Mittel-Kreide des Matese.
Die schlechten Aufschlußverhältnisse gestatten es nicht, mit Sicherheit zu entscheiden, ob diese Kalke tatsächlich anstehen oder umgelagert sind. Das Liegende ist leider nicht genügend gut aufgeschlossen.

Die typische Ober-Kreide des Kalkapennin (Matese) in der Zone B (zentrale Plattform mit Bauxiten) soll nach D'ARGENIO (1963) durch Rudistenbiostrome und Kalke der Hinterriff- und Vorriffazies repräsentiert werden und durch "calcari pseudosaccaroidi bianchi" in der Zone C (Zone ohne Bauxite und Depression). Auch SGROSSO (1964) beschreibt aus dem Nordost-Matese (Zone ohne Bauxite) bioklastische

Kalkarenite aus dem Senon bis Ober-Paleozän.

4.2.1.2 Das Mesozoikum der Molise-Zone

Trias und Jura sind nach GÖRLER und RICHTER (1966) nur aus einzelnen Olistholithen als Kalke beschrieben. PIERI (1966) beschreibt einige Ergebnisse der Bohrung Frolosone 2 aus dem Jahre 1962. Es wurden Biomikrite, Hornsteine und Mergel aus der Unter-Kreide (die eventuell der Indiprete-Formation entsprechen könnten) und fossilführende Dolomite, Biomikrite mit Hornsteinen, Radiolarite und auch Tufflagen aus dem Mittel- bis Ober-Jura durchteuft. Diese Fazies zeigt schon im Jura erhebliche Unterschiede zur Fazies des Kalkapennin.

Auch RICCHETTI (1961) erwähnt aus der südlichen Molise-Zone durchgehende Profile aus der Trias bis Unter-Kreide in kieseliger Fazies.

Nach PESCATORE (1963, 1965) wird die Kreide der "Alto-Molise" durch kieselig-mergelige Serien gekennzeichnet, wie sie am Mte. Pietrereie (bei Miranda) und auch am Mte. Patalecchia, im bearbeiteten Gebiet, anstehen (siehe das Profil bei PESCATORE, 1965, S. 122, Fig. 6 und das Säulenprofil 25 beim Verfasser). Am Mte. Patalecchia soll in der Ober-Kreide nach PESCATORE (1963) eine Übergangsfazies ("facies di transizione") zwischen den Rudistenkalken des Matese und den "calcari pseudosaccaroidi bianchi" der "Alto Molise" vorliegen, da hier einige Hippuriten-Biostrome eingeschaltet sind.

4.2.1.3 Der Übergang Molise-Zone - Kalkapennin (Matese) im Mesozoikum

In der Unter-Kreide ist die Beckenrand-Fazies der Molise-Zone im Untersuchungsgebiet an zwei Stellen aufgeschlossen, einmal am Mte. Patalecchia (siehe oben), zum anderen bei S. Agapito (Profil 13). Ein fazieller Übergang der Unter-Kreide nach Süden kann in Aufschlüssen nicht verfolgt werden. Ein Auskeilen der kieselig-mergeligen Fazies

auf eine Entfernung von ungefähr 6 km (von S. Agapito bis zum Mte. Croce) ist anzunehmen. Am Mte. Croce transgrediert Ober-Kreide auf Unter-Lias. Auch nach Südosten ist auf die etwa gleiche Entfernung (vom Mte. Patalecchia, Profil 25 bis zum Profil 7, Straße Castelpizzuto - Roccamandolfi) ein Fazieswechsel zu neritischen Gastropoden-Algenkalken aus dem Apt/Alb des Kalkapennin festzustellen.

Das Gebiet von Longano und S. Agapito soll die Übergangszone zwischen den Kalken des Matese und den kieselig-mergeligen Serien des Molise-Beckens während der Unter-Kreide bilden (PESCATORE, 1963).

In der Ober-Kreide ist kein wesentlicher Unterschied zwischen der Fazies der Molise-Zone in der näheren Umgebung des bearbeiteten Gebietes und der Kalkapennin-Fazies festzustellen. Die "calcari pseudosaccaroidi bianchi" treten sowohl im Matese (siehe Profil am Mte. Croce und die Zone ohne Bauxite im Nordosten des Matese, SGROSSO, 1964) als auch in der Molise-Zone auf.

Im Arbeitsgebiet konnte im allgemeinen die Beobachtung gemacht werden, daß von Süden nach Norden die Korngröße des Detritus (zum großen Teil Rudistenschalentrümmer) abnimmt. Da zumeist aber eine Wechsellagerung von feindetritischen (Kalkareniten) und gröber detritischen Bänken (Kalkruditen) innerhalb der Mte. Calvello-Formation vorliegt, die sowohl im Norden als auch im Süden vorhanden sein kann, darf die Korngrößenabnahme des Detritus als Kennzeichen des Überganges nur jeweils in eng begrenzten Bereichen gesehen werden.

Mächtigkeitsvergleiche zeigen keinen Unterschied. Im Norden des Gebietes (Profile 25 und 13, wo das Liegende der Mte. Calvello-Formation aufgeschlossen ist) betragen die Mächtigkeiten maximal 200 Meter, im Süden sind ebenfalls bis zu 200 Meter aufgeschlossen (am Mte. Croce 150 Meter).

4.2.2 Tertiär

4.2.2.1 Das Tertiär im Kalkapennin

Paläogen: Nach D'ARGENIO (1963) folgt in der Zone C auf die Kalkarenite und die Kalkrudite der Ober-Kreide das Paleozän in gleicher Lithofazies (siehe auch SGROSSO, 1964, "calcari pseudosaccaroidi bianchi" aus dem Senon bis Paleozän des NE-Matese), während in der Zone B ("piattaforma centrale") auf eine Schichtlücke, die Teile der Ober-Kreide und des Paleozäns umfassen dürfte, eine Transgression im Paleozän erfolgt. Danach ist wiederum eine Schichtlücke bis zum Mittel-Miozän vorhanden. Nach CRESCENTI (1966) wird das Paläogen des Kalkapennins von Ablagerungen aus dem Paleozän und Unter-Eozän gebildet, die transgressiv auf die Ober-Kreide folgen und von dieser lithologisch schlecht zu unterscheiden sind. Biofaziell werden sie durch die Zone der Spirolina gekennzeichnet.
Im bearbeiteten Gebiet gelang es nicht im Bereich des Matese im Hangenden der Mte. Calvello-Formation, Paläogen nachzuweisen. Die Zone der Spirolina ist ohnehin hier nicht zu erwarten, sie ist kennzeichnend für die Zone B von D'ARGENIO (1963). Jedoch auch paleozäne Mikrofossilien, wie sie mancherorts im Hangenden der "calcari pseudosaccaroidi bianchi" vorkommen sollen, sind in den für den Kalkapennin typischen Profilen (Profile 24, 6, 9) nicht gefunden worden.

Neogen: Die typische Transgression im Mittel-Miozän auf Ober-Kreide (Paleozän) oder auf ältere mesozoische Sedimente als kennzeichnendes Element in der Stratigraphie des Kalkapennins wird von sehr vielen italienischen Geologen beschrieben: SELLI (1957, 1962), SCARSELLA (1957), D'ARGENIO (1963), MANFREDINI (1963, 1965), SGROSSO (1963, 1964), PESCATORE (1963, 1964, 1965), CRESCENTI (1966). Schon SELLI (1957) unterscheidet die "Formazione di Cusano" und die "Formazione di Longano", die auf die Ober-Kreide im Kalkapennin transgredieren. Nach D'ARGENIO (1963) kann man in der Zone C einen biostromalen, kalkigen Teil der "Formazione di

Cusano mit Lithothamnien, Austern, Pecten und Bryozoen von einem kalkarenitischen, der die aufgearbeiteten Bestandteile der Biostrome enthält, unterscheiden. In der Zone C folgt die "Formazione di Cusano" in konglomeratischer und kalkarenitischer Fazies kontinuierlich oder transgressiv auf paläogene Sedimente.
In den Profilen 6, 9, 7, im Südosten des Gebietes transgrediert das Miozän mit der Cusano-Formation (Profil 6) und auch mit der Longano-Formation (Profil 9) auf Brekzien und Konglomerate aus der Ober-Kreide (Mte. Calvello-Formation). Die Cusano-Formation besteht im Profil 6 aus einer Wechsellagerung von braunen, bituminösen Mergeln, die Mikrofaunen enthalten, deren planktonischer Anteil aus der Globigerinoides/Globoquadrina-Zone nach VERVLOET (1966) stammt, mit Lithothamnien-Bryozoen-Biolithiten und Biosparruditen (Biostrome). Die Longano-Formation, die hier im Hangenden folgt, wird von Orbulina enthaltenden Biomikriten gebildet. Im Profil 7 schließlich liegt die Cusano-Formation diskordant auf Unter-Kreide (siehe auch S. 78). Seitlich bildet das Liegende der Cusano-Formation ein grobes Konglomerat, das im mergeligen Zement Mikrofaunen aus dem Aquitan enthält. Es könnte sich um ein Basiskonglomerat der Cusano-Formation handeln oder um Konglomerate der Morcone-Formation.
Die Pietraroia-Formation ist als jüngste Schichtfolge in konkordanter Lagerung auf die Longano-Formation im Profil 9 aufgeschlossen.

4.2.2.2 Das Tertiär in der Molise-Zone

Auf die Kreide-Kalke der Beckenfazies folgt nach GÖRLER & RICHTER (1966) eine mächtige Serie grauer, gelber, grüner, aber überwiegend roter Schiefertone (Paleozän - Oligozän). Die Mächtigkeiten werden mit ca. 1000 Meter angegeben. Am Beckenrand erfolgt eine Verzahnung mit detritischen Kalken und Alveolinenkalken, teilweise mit Scaglia-Kalken, es treten Hornsteine und Radiolarite auf.

Nach CRESCENTI (1966) ist die Molise-Fazies als Übergangsfazies zwischen der kalkigen Fazies des mittleren Apennins ("provinzia della

facies carbonatica") und der kalkig-kieselig-mergeligen Fazies aufzufassen, die sich hauptsächlich von der kalkigen Fazies des Mittelapennins durch eine kontinuierliche Sedimentation vom Unter-Eozän bis in das Miozän unterscheidet.
Als kennzeichnend für den Rand des Molise-Beckens kann die Fazies aus dem Tertiär angesehen werden, die SIGNORINI & DEVOTO (1962) aus der Umgebung von Macchiagodena und Frosolone beschreiben (siehe auch GÖRLER & RICHTER, 1966, S. 135). Im wesentlichen handelt es sich um mergelig-kieselige Sedimente, die vom Unter-Eozän bis in das Aquitan reichen und etwa 150 bis 200 Meter mächtig werden.
Ein entsprechendes Profil wurde im Norden des bearbeiteten Gebietes, westlich von Isernia, beschrieben (Profil 1, siehe S. 62). Die Mächtigkeiten der Sedimente des Eozäns können hier mit ungefähr 90 Metern angegeben werden. Sie gleichen damit den Mächtigkeiten, die SIGNORINI u. DEVOTO (1962) für das Eozän erwähnen.

4. 2. 2. 3 Der Übergang Matese - Molise-Zone im Tertiär

Meist grenzen Molise-Fazies und Kalkapennin-Fazies direkt an einem tektonischen Kontakt aneinander. Doch bereits MANFREDINI (1963 b) beschreibt vom Ostrand des Matese eine Serie mit Sedimenten aus der Mittel-Kreide bis zum Unter-Miozän, die eine Übergangsserie zwischen der kalkig-dolomitischen Fazies des Matese und der "flyschartigen" Fazies der "Depressione Molisano-Sannitica" darstellen soll. Doch auch hier liegt meist ein tektonischer Kontakt zwischen beiden Fazies vor.

Im bearbeiteten Gebiet liegen die Profile 1 (typisch für die Molisefazies) und die Profile 6, 7, 9 im Südosten (kennzeichnend für den Kalkapennin) ungefähr 12 Kilometer voneinander entfernt. Auf diesem Zwischenraum muß, wenn ein allmählicher sedimentärer Übergang zwischen beiden Faziesbereichen bestehen soll, ein Auskeilen der Ablagerungen des Paläogens, wahrscheinlich verbunden mit einem Fazieswechsel von Mergeln zu detritischen Sedimenten, zu

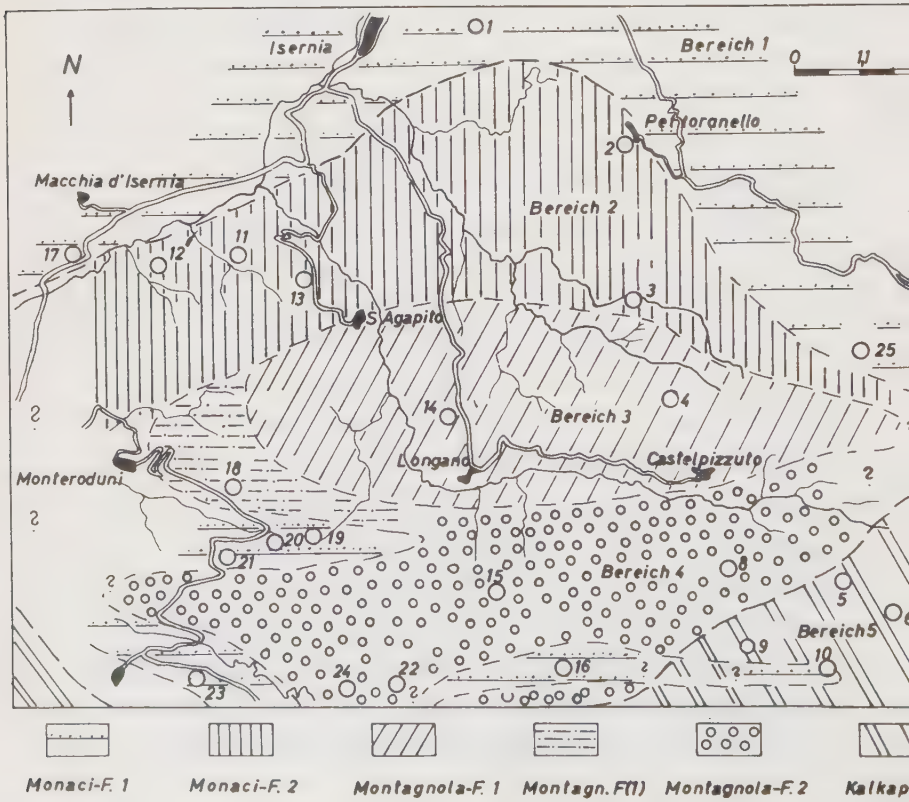
beobachten sein. Eine Reihe von aufgenommenen Säulenprofilen zeigt diesen Übergang hinreichend gut.

Die Karte zeigt die Bereiche im Untersuchungsgebiet, die hauptsächlich durch eine bestimmte Fazies während des Eozäns gekennzeichnet sind. Die Grenzen der einzelnen Faziesbereiche haben sich mehrmals während des Eozäns verschoben.

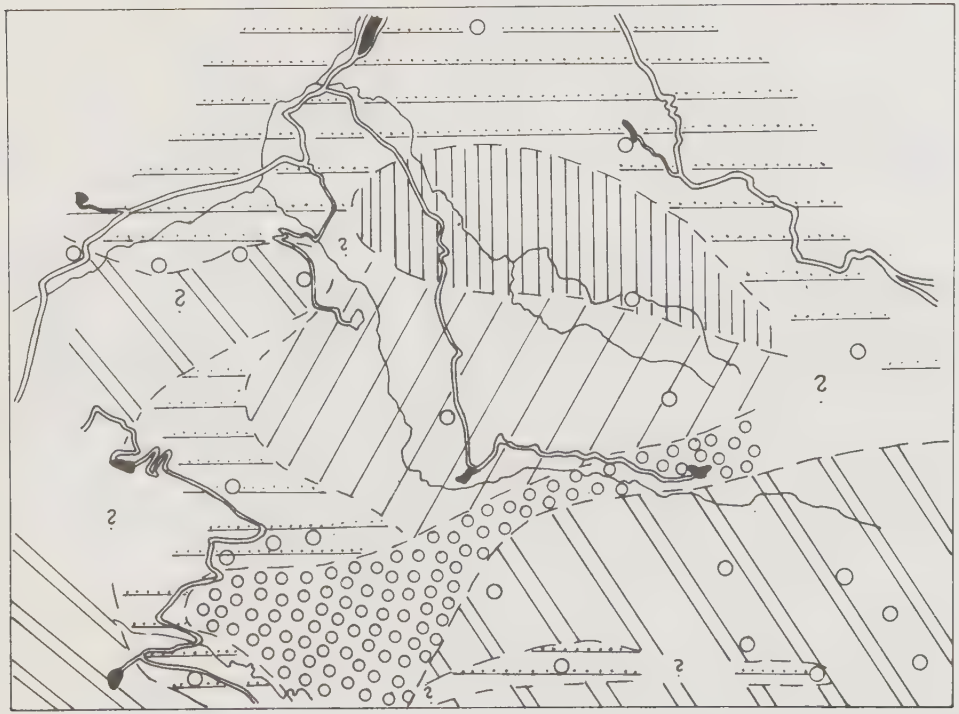
Die folgenden Karten stellen einen Versuch dar, mit Hilfe der aufgenommenen Profile Fazieskarten für eine bestimmte Stufe des Eozäns zu rekonstruieren.

Maßstab, Signaturen und die Profilnummern (Kreise) der folgenden Karten entsprechen denen der ersten Karte.

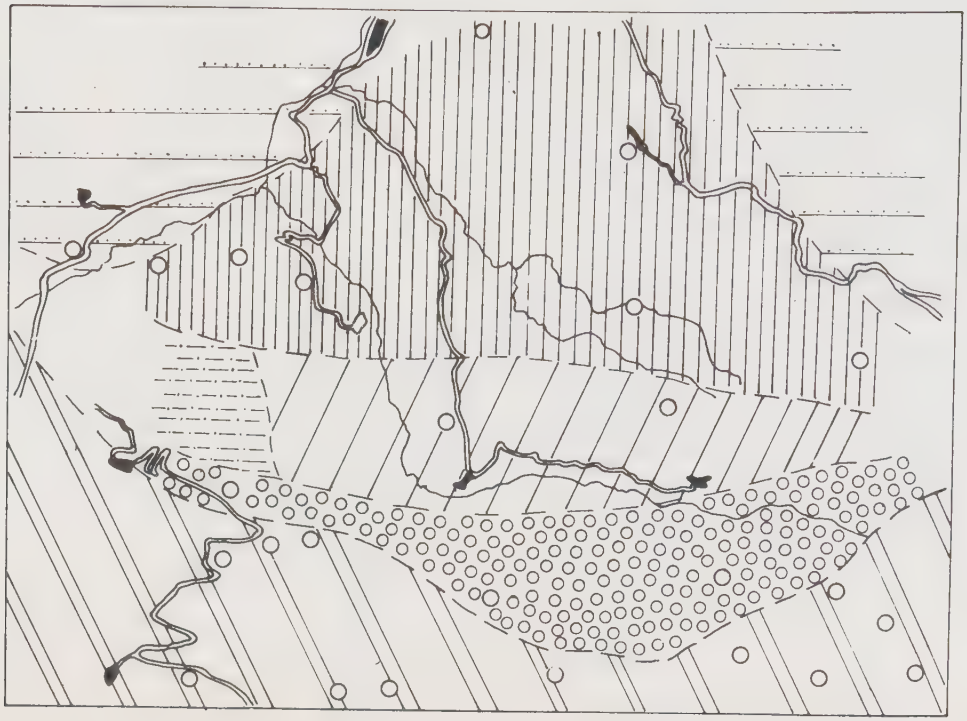
Fazies-Bereiche des Eozäns im Untersuchungsgebiet



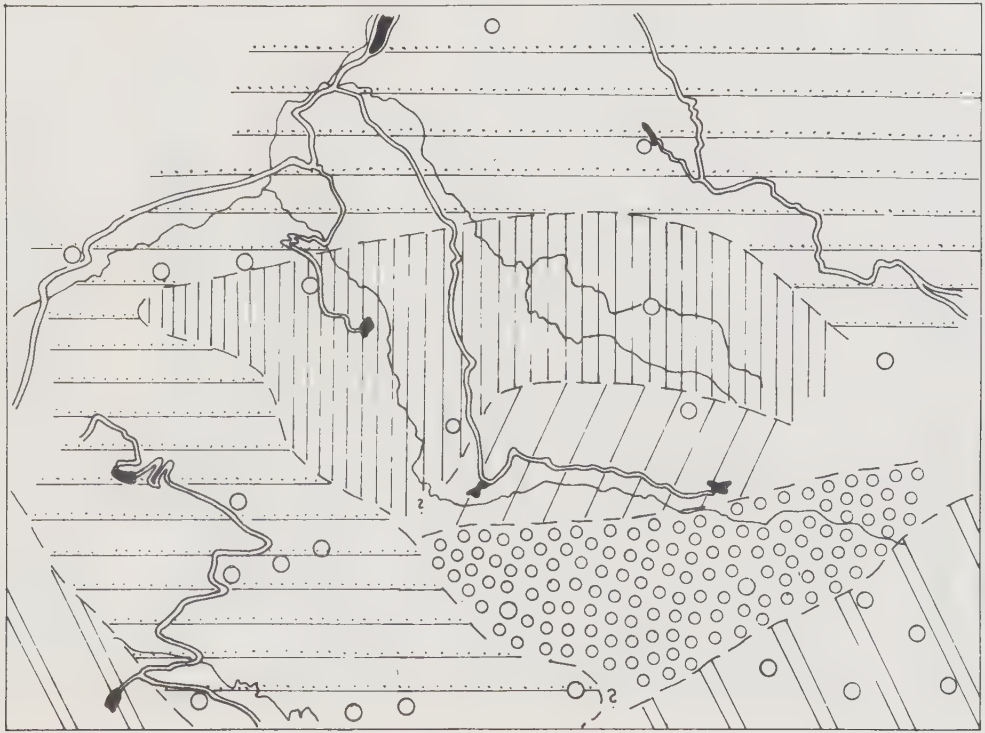
Fazies-Bereiche im Unter-Eozän



Fazies-Bereiche im Mittel-Eozän



Fazies-Bereiche im Ober-Eozän



4.2.2.3.1 Der Übergang im Ober-Paleozän und Eozän

Man kann mehrere, annähernd West-Ost streichende, Bereiche unterscheiden (siehe erste Karte), die von Norden nach Süden eine kontinuierliche Mächtigkeitsabnahme der Sedimente aus dem Eozän zeigen und jeweils durch eine bestimmte Fazies im Eozän gekennzeichnet werden. Natürlich sind auch die einzelnen Bereiche durch Übergänge miteinander verbunden.

Auf den nördlichsten Bereich 1, der dem randlichen Bereich des Molise-Beckens entspricht (Profile 1, 17), in dem das Eozän durch die Monaci-Formation 1 vertreten wird, folgt der Bereich 2 mit detritischen, braunen Nummulitenkalken der Monaci-Formation 2 im Eozän (Profile 2, 3, 11, 12, 13). Die gleichen Kalke erwähnt MANFREDINI (1963 a) aus dem Übergangsbereich am Ost-Matese. Die Mächtigkeit des Eozäns im Bereich 2 beträgt 50 bis 60 Meter.

Stellenweise zeigt sich, daß diese Fazies erst im Mittel-Eozän auf die Mte. Calvello-Formation transgrediert. Dieses sowie manchmal auftretende Mächtigkeitsschwankungen lassen sich nur erklären, wenn man bereits ein Relief für das Eozän annimmt.

Der Bereich 3 wird durch das Auftreten der Montagnola-Formation 1 markiert (Profile 4, 14). Wichtig ist, daß bereits Brekzien vorkommen, die eine Aufarbeitung der schon vorher abgelagerten Sedimente aus dem Eozän anzeigen. Die Mächtigkeit des Eozäns beträgt maximal 50 Meter, kann aber auch in einzelnen Profilen abweichen. Im Profil 4 beginnt die Montagnola-Formation 1 vor dem Unter-Eozän und zwar im Mittel- bis Ober-Paleozän. Ein Relief muß bereits vorhanden gewesen sein.

Im Bereich 4 sind besonders im Osten des Gebietes Konglomerate und Brekzien der Montagnola-Formation 2 typisch. Die Transgression auf die Ober-Kreide erfolgt erst im Mittel-Eozän (Profile 8, 15). Die Mächtigkeit beträgt maximal 20 Meter, stellenweise unter 10 Meter. Der folgende Bereich 5 gehört bereits in den Kalkapennin, wie die Profile 6, 7, 9 zeigen.

Profil 5, am Nordrand des Bereiches 5 gelegen, kann als letztes Glied in der Beweiskette angesehen werden. Eozän ist nur noch in aufgear-

beiteten Brocken in einer Brekzie im liegenden Teil des Oligozäns (Morcone-Formation) vorhanden, die direkt auf die Ober-Kreide folgt.
Ein sedimentärer, kontinuierlicher Übergang von der Molise-Zone zum Kalkapennin ist für den Osten des Gebietes, dargestellt in den Profilreihen 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 und 1, 2, 3, 4, 8, 9 (siehe Säulenprofiltafel) festzustellen.

Ganz im Süden des Gebietes ist noch einmal Eozän in der Fazies der Monaci-Formation 1 in den Profilen 16 und 10 vorhanden. Man kann einen schmalen Bereich annehmen, der in Verbindung mit dem Eozän in gleicher Fazies im Tal von Vallelonga nach Gallo gesehen werden muß. Weder nach Süden, noch nach Osten ist diese Zone weiter zu verfolgen. Im Profil 10 transgrediert auf Unter-Eozän (etwa 20 Meter mächtig) das Mittel-Miozän (Burdigal) mit der Cusano-Formation. Die kennzeichnende Schichtlücke für die Fazies des Kalkapennins liegt bereits vor, allein die Fazies des Unter-Eozäns ist untypisch für diesen Bereich, sie ähnelt mehr der Fazies des Bereiches 1 (Molise-Beckenrand) und weniger der Fazies, die in der Biozone der Spirolina im Paläogen des Kalkapennins auftritt. Allerdings sollen nach PRATURLON (1966) zwischen der inneren und äußeren Schelffazies im Paleozän/Unter-Eozän Verbindungen bestanden haben. Alveolinenkalke, die auch im Profil 10 auftreten, sind ebenfalls in der inneren Schelffazies zu finden (siehe PRATURLON, 1966, S. 185).
Im Westen des Gebietes ist ein Übergang in einzelnen Faziesbereichen nicht so deutlich ausgebildet. Aber auch hier keilt das Eozän in Richtung Nord-Süd aus. Ein Fazieswechsel ist ebenfalls zu beobachten (im Profil 17 liegt die Monaci-Formation vor, im Profil 22, ganz im Süden, konglomeratisches Eozän).
Zugleich dürfte das Eozän in Richtung Ost-West auskeilen, 50 bis 60 Metern Eozän bei Longano (Profil 14) stehen maximal 30 Meter Eozän an der Straße Monteroduni-Vallelonga (Profil 18), minimal 5-10 Meter Eozän (Unter-Eozän) im Profil 21, gegenüber.
In diesem Bereich deutet vieles auf ein schon im Eozän vorhandenes Relief hin. So läßt sich zum Beispiel mit Hilfe der Faziesdifferentia-

tion im Unter-Eozän und der Mächtigkeitsschwankungen bereits die Anlage der im Süden des Gebietes gelegenen, teilweise überkippten Falte nachweisen. Während in Profil 19 ungefähr 30 Meter Mergel und Mikrite der Monaci-Formation vorliegen, sind in Profil 20 an der heutigen Faltenflanke nur noch 10 Meter Mikrite der Monaci-Formation nachzuweisen.

4.2.2.3.2 Der Übergang im Oligozän und Aquitan

Durch die erheblichen Mächtigkeitsschwankungen und den schnellen lateralen Fazieswechsel bedingt, ist es unmöglich eine ähnlich genaue Gliederung wie im Eozän durchzuführen. Lediglich im Osten des Gebietes ist eine Mächtigkeitsabnahme der Morcone-Formation von Norden nach Süden festzustellen. Schließlich keilt die Morcone-Formation aus.

Im Norden, am Molise-Beckenrand, findet man hauptsächlich rote und grüne Mergel, die sich vom liegenden Ober-Eozän (Monaci-Formation) nur durch die Mikrofauna unterscheiden und ungefähr 50 Meter mächtig werden. Im Hangenden der detritischen Nummulitenkalke (Bereich 2 des Eozäns) liegen oft nur 2 bis 5 Meter der typischen Ausbildung der Morcone-Formation vor. Vermutlich reicht hier die Monaci-Formation 2 bis in das Oligozän. (Der Beginn der Sedimentation von Mergeln der Morcone-Formation ist stellenweise im Ober-Eozän, mancherorts erst im Chatt zu beobachten.) Im Bereich 3 des Eozäns, im Hangenden der Montagnola-Formation 1, beginnt die Morcone-Formation mit Mergeln und Lepidocyclinenkalken im Chatt. Sporadisch treten Konglomerathorizonte auf, die teilweise die gesamte Formation repräsentieren können (siehe Profil 4 am Mte. Longo und im Westen des Gebietes Profil 21, wo eine sehr küstennahe Fazies vorliegen muß).

4.2.2.3.3 Der Übergang im Miozän

Das Miozän im Untersuchungsgebiet wird teilweise noch durch das Hangende der Morcone-Formation vertreten (Aquitan). Mächtigkeit und Fazies der Cusano-Formation können auf kürzeste Entfernung erheblich variieren. An manchen Stellen ist eine Unterscheidung der Morcone-Formation und der Cusano-Formation nicht möglich, da sich die mergelige Sedimentation kontinuierlich fortsetzt (Bereich 3). Algenbiostrome und Biosparrudite sind hauptsächlich im Süden des Gebietes ausgebildet, also im Bereich der Kalkapennin-Fazies und in den südlichsten Übergangsgebieten. Die Longano-Formation zeigt lediglich im Norden größere Mächtigkeiten, und die Sedimentation von Mergeln überwiegt. Die "Orbulinenkalke" sind meist auf Schwellengebiete und die Kalkapennin-Fazies im Süden beschränkt.
Die Pietraroia-Formation ist ohne wesentlichen Fazieswechsel sowohl im Kalkapennin als auch in der Molise-Zone vorhanden.

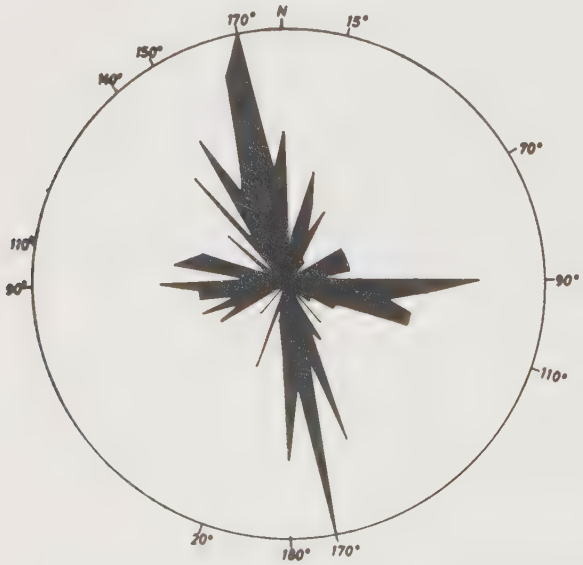
Abschließend kann festgestellt werden, daß im Untersuchungsgebiet ein kontinuierlicher, sedimentärer Übergang zwischen Kalkapennin (Matese) und Molise-Zone besteht. Der scheinbare Gegensatz zwischen Kalkapennin-Fazies und Molise-Fazies wird durch ein direktes Aneinandergrenzen beider Fazies an einer tektonischen Trennfläche unter Ausfall des ehemals vorhandenen Übergangsbereiches, bedingt. Im bearbeiteten Gebiet vollzieht sich der Übergang auf einer Entfernung von ungefähr 12-15 Kilometern.

5. Tektonik

5.1 Übersicht und Einteilung

Kennzeichnend für den nördlichen Teil des bearbeiteten Gebietes ist eine intensive, junge Bruchtektonik, die die Morphologie der Landschaft prägt. Ihre Erscheinungsformen sind synthetische und antithetische Verwerfungen, Horste, Halbhorste und Gräben. Bereits auf der topographischen Karte lassen sich verschiedene vorherrschende Richtungen der Bruchsysteme erkennen. Auf der geologischen Karte können ungefähr drei Bereiche, die durch bestimmte Maxima der Verwerfungsrichtung gekennzeichnet sind, festgestellt werden. Den Süden des Gebietes bestimmt eine WNW-ESE streichende Falte ("Falte von Longano-Castelpizzuto"), die sekundär von der jüngeren Bruchtektonik überprägt wird.

Bereich 1



Die Kluftrose wurde aus 417 Messungen von Verwerfungen erstellt, wobei die Einfallsrichtung berücksichtigt wurde.

Der Bereich 1 liegt im Süden des Gebietes. Seine Nordgrenze bildet das etwa W-E streichende Lorda-Tal zwischen Castelpizzuto und Longano und seine Verlängerung nach Westen.

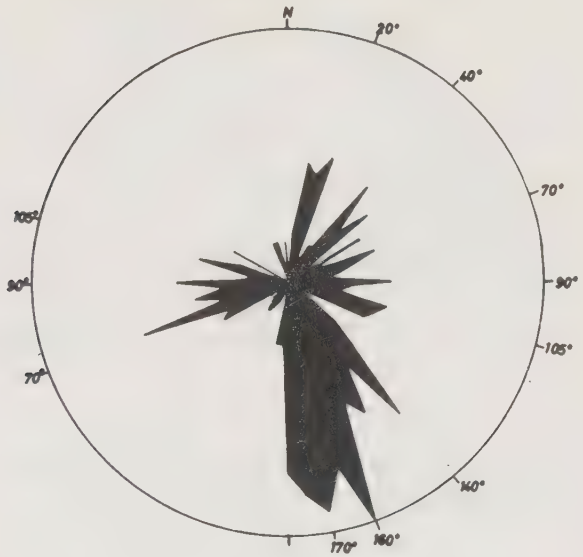
Dieser Bereich wird geologisch und morphologisch durch eine W-E bis WNW-ESE streichende Falte gekennzeichnet. Im SW ist die Nordflanke überkippt, im SE ist dagegen nur noch eine Nord-Vergenz der Falte festzustellen. Im SW können teilweise geringe Aufschiebungsbeträge angenommen werden (siehe Profile G-H und I-J), der stratigraphische Zusammenhang der Schichtabfolge bleibt jedoch mehr oder weniger überall an der Nordflanke erhalten. Das Schichteinfallen wechselt auf wenigen hundert Metern von steil nach Norden einfallenden Werten zu nach Süden überkippten. BALLY (1954) beschreibt gleiche Erscheinungen und spricht von "Schraubenverwerfungen". Westlich des Bachtales, das von "le Pagliare" hinab zum Lorda führt, läßt sich in der dünnbankigen Ober-Kreide das Umbiegen des Schichteinfallens von 80/20 N bei 920 m auf 80/20 - 30 S (überkippt) bei 770 m verfolgen. Meist ist dagegen die überkippte Lagerung erst in den Mergeln und Mikriten der Morcone-Formation festzustellen, während die Schichten der Ober-Kreide und des Eozäns noch steil nach Norden einfallen. Die Anlage dieser "Falte von Longano-Castelpizzuto" ist nur durch eine Einengung ungefähr in N-S Richtung zu erklären.
Die etwa parallel zur Faltenachse streichenden Verwerfungen (Maxima bei 90^{o} und 110^{o}) sind vermutlich primär als Dehnungsspalten in der Scheitelzone der Falte angelegt worden, an denen es später beim horstartigen Aufstieg der Falte zu beträchtlichen Vertikalverschiebungen gekommen ist. Es entstanden parallel zum Sattelscheitel streichende Grabenbrüche (siehe Profile G-H) oder die primär schon vorhandenen Strukturen, Schwellen und Mulden, wurden nachgezeichnet und verstärkt (siehe Profile K-L).
Die Hauptmaxima der Verwerfungsrichtung bei 170^{o} - 180^{o} (untergeordnet 15^{o} - 20^{o}) werden durch Abschiebungen bewirkt, die senkrecht zur Faltenachse, die Falte in eine Vielfalt von Horsten und Gräben zerlegen. Große Grabenbrüche werden durch synthetische und anti-

thetische Abschiebungen wiederum in ein Gewirr von Horsten und Gräben zweiter und Dritter Ordnung aufgespalten. An einzelnen größeren synthetischen Abschiebungen, zum Beispiel an der Ostseite des Colle Caterazzi, findet man Erscheinungen, wie sie CLOOS (1928) als kennzeichnend für Abschiebungen ansieht: Adventivverschiebungen, Adventivgräben, eine Störungsbrekzie und eine deutliche Verschleppung der Schichten von Hoch- und Tiefscholle an der Verwerfungsfläche.

Diese Verwerfungen müssen als Folge einer zeitweiligen Dehnung in West-Ost Richtung entstanden sein, wobei es zur Ausbildung beider Scherflächen gekommen ist (antithetische und synthetische Verwerfungen). "Im fortgeschrittenen Stadium der Faltung kann es zu einer Längung (Dehnung) in Richtung der Faltenachse kommen, wobei Scherflächenpaare entstehen können (Okl-Flächen), diese Abschiebungen stellen im Rahmen der Gesamtbeanspruchung Ausgleichsbewegungen hinsichtlich des Einengungsdruckes dar." (Clausthaler Tektonische Hefte 3, S. 8 und S. 36).

Bereich 2

Er liegt im Norden und Westen des Gebietes und macht flächenmäßig den größten Anteil aus.

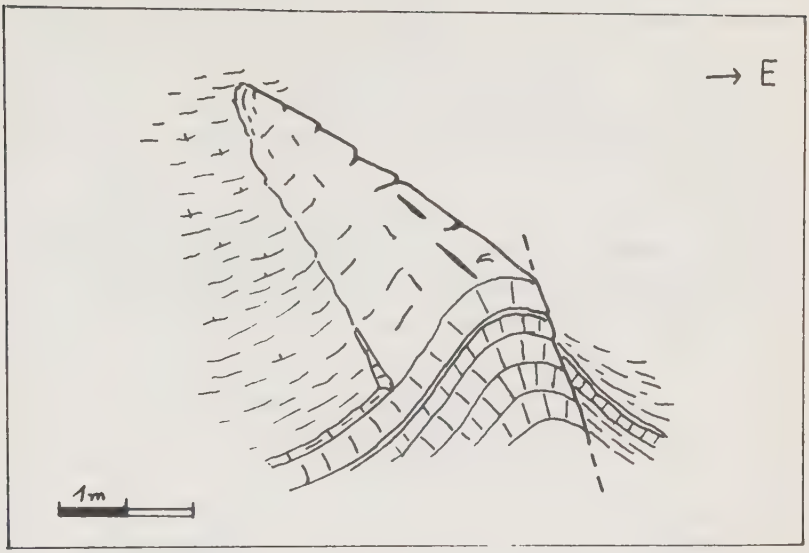


Die Kluftrose wurde aus 472 Messungen von Verwerfungen erstellt, wobei die Einfallsrichtung berücksichtigt wurde.
Wichtig ist das eindeutige Maximum bei 160° - 170° (untergeordnet 0° - 10° und 140°). Diese antithetischen Verwerfungen bestimmen die Morphologie und Geologie des Gebietes. An den durchschnittlich mit 60° - 80° nach Osten einfallenden Störungsflächen ist es relativ gesehen zu einer Absenkung des östlichen Teiles ("Tiefscholle") und zur Heraushebung des westlichen Teiles ("Hochscholle") gekommen. Da diese antithetischen Abschiebungen sich in Abständen von wenigen

hundert Metern wiederholen und das Schichteinfallen an diesen "Halbhorsten" 15^{o} - 30^{o} beträgt, "heben sich Schichtneigung und Schichtverschiebung ganz oder zum Teil auf." (CLOOS, 1928). Man kann von antithetischen Verwerfungstreppen sprechen.

Die seigere Verwurfsweite (Sprunghöhe) läßt sich mit maximal 500 bis 600 m errechnen. Mergel des höheren Miozäns grenzen z. B. am Mte. Longo und am Mte. Altone an der Verschiebungsfläche an Kalke der Ober-Kreide. Die söhlige Schubweite beträgt maximal 300 bis 400 m. Durch Schollenkippung (Rotation) werden die antithetischen Verwerfungsflächen manchmal in eine flachere Lage gebracht (am Colle Petroso beträgt das Einfallen der Störungsfläche 40^{o} Ost), oder es entstehen Schrägabschiebungen, die sich in einer entsprechenden Striemung an der Verwerfungsfläche erkennen lassen (am Mte. Longo wurde das Linear mit 156/45 SE ermittelt, Störungsfläche 5/60 E, am Colle Pesche di Mese wurde ebenfalls ein Linear von 156/30 SE berechnet, Störungsfläche 0/40 E).

Rückschlüsse auf die Entstehung der antithetischen Abschiebungen lassen sich an einem Aufschluß südlich des Colle Petroso an der Straße Longano-Castelpizzuto (33TVF389974) ziehen.



An einer etwa 150 m aufgeschlossenen Verwerfungsfläche, die N-S streicht, grenzen Kalke und Mergel der Formation von Morcone an Kalke und Mergel der Formation von Longano. Die Verschleppung der Schichten von Hoch- und Tiefscholle ist deutlich zu sehen, aus ihr geht eine relative Senkung der Ost-Scholle und eine Hebung der West-Scholle hervor.

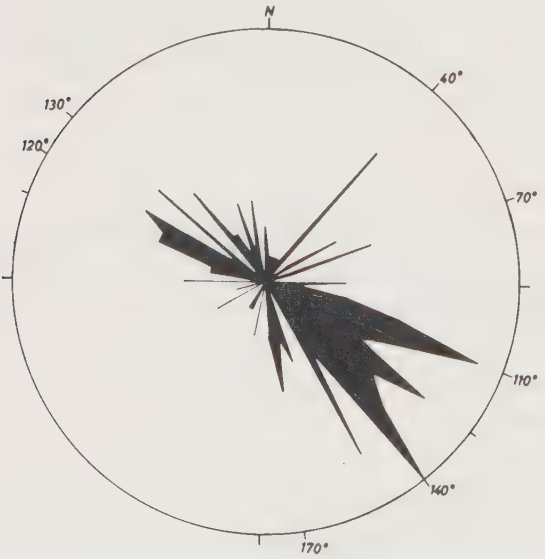
Am Nord- und Südende der Halbhorste ist ein umlaufendes Streichen der Schichten (von 170° auf 130° bis 90°), verbunden mit einem steileren Einfallen (bis Seiger) zu beobachten. Man findet Vertikal-Flexuren mit Übergängen zu schichtparallel streichenden Verwerfungen. Die Ausbildung eines Harnisches (65/15 SW) deutet auf schrägabschiebende Bewegungen (eventuell auch auf schräge Seitenverschiebungen) an der Verwerfungsfläche hin.

Diese Halbhorste und Horste werden durch diagonal streichende Verwerfungen (70°, 40°, 110°, 90°) wiederum in kleinere Bruchschollen zerlegt. Oft beträgt die Sprunghöhe nur wenige Meter.

Die ungefähr N-S streichenden antithetischen Verwerfungen sind durch eine zeitweilige Dehnung in E-W Richtung entstanden. Verschiedentlich wird es zu einer Änderung des Beanspruchungsplanes gekommen sein, die ihren Ausdruck im unterschiedlichen Streichen der antithetischen Abschiebungen an ein und demselben Halbhorst findet.

Bereich 3

Er liegt im NE und E des bearbeiteten Gebietes, in der Umgebung des Mte. Patalecchia und wird im wesentlichen durch den apenninisch streichenden Horst des Mte. Patalecchia gekennzeichnet.

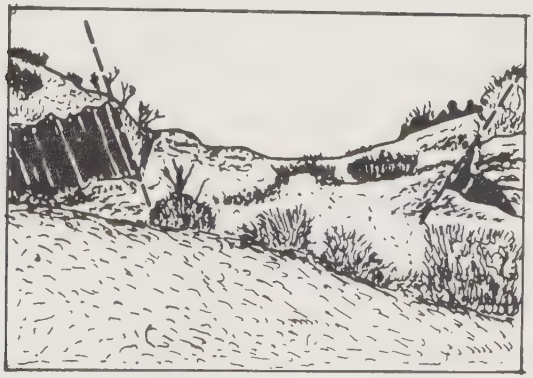


Die Kluftrose wurde aus 150 Messungen von Verwerfungen erstellt, wobei die Einfallsrichtung berücksichtigt wurde.
Das Hauptmaximum um 140° wird durch die apenninisch streichenden Abschiebungen, die den Horst des Mte. Patalecchia um 800 bis 1000

Meter gehoben haben (Profile K-L), bedingt. An der Störungsfläche grenzt die Pietraroia-Formation an die Indiprete-Formation. An der NE-Seite des Horstes entstehen häufig typische Staffelbrüche, wobei die Verwerfungen antithetisch angelegt sind.

Die Bewegung an diesen Verwerfungen erfolgt meist vertikal, wie aus den steil einfallenden Harnischen an den Verwerfungsflächen hervorgeht. In diesem Bereich entstehen immer wieder 110° bis 140° streichende Horste und Gräben.

An einem kleinen Grabenbruch (siehe folgende Zeichnung) ist auf den Verwerfungsflächen an beiden Grabenrändern ein steil einfallender Harnisch ausgebildet, der auf eine schrägabschiebende Bewegung hinweist (Verwerfungsfläche an der Nordseite 120/70 SW, Linear 160/60 E, am Südrand 110/55 N, Linear 46/54 E).



120° streichender Graben südlich der "la Difenzola", rechts und links die beiden Grabenränder. Die Breite des Grabens beträgt 20-30 Meter.

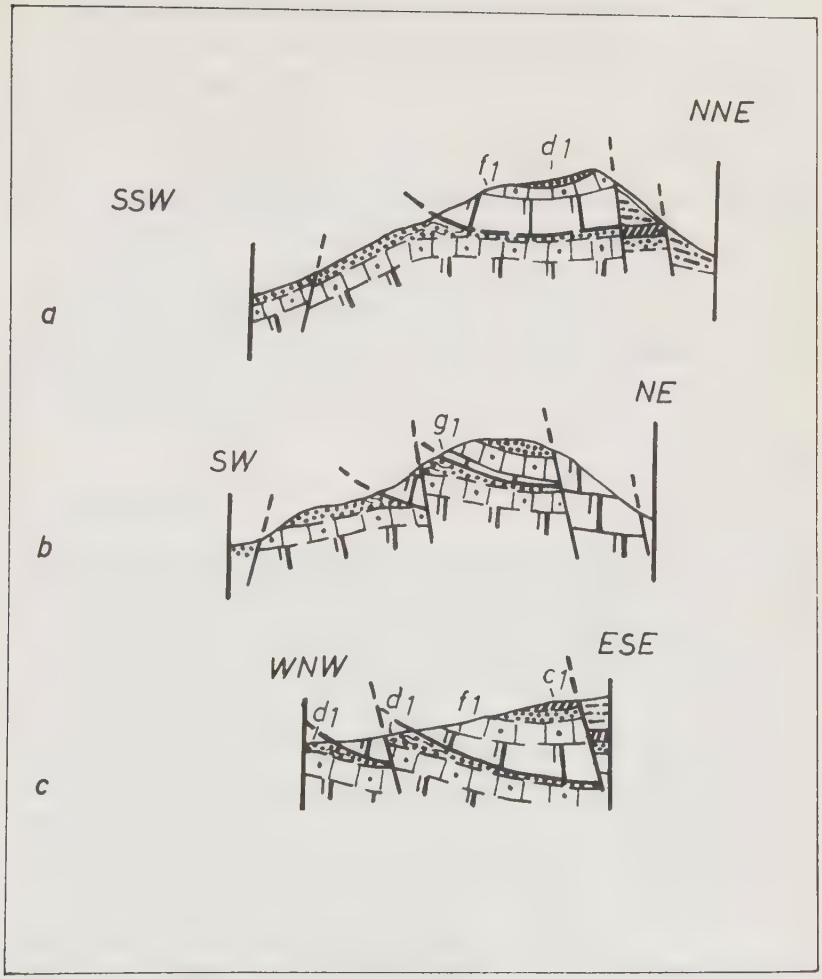
Überschiebungen von Sedimenten der Molise-Zone im NE des Gebietes

Im Gebiet der "la Difenzola" (33TVG434973) sind auf Mergel und Mikrite des Oligozäns bis Aquitans (Morcone-Formation) helle Kalklithite der Ober-Kreide (Mte. Calvello-Formation) überschoben worden.

Die stellenweise recht gut meßbare Überschiebungsfläche (60/25 SE) kann bis zu 300 Meter in N-S Richtung verfolgt werden. Die liegenden Mergel und Mikrite zeigen eine intensive Mylonitisierung und Kleinfältelung. Einige wenige, meßbare Faltenachsen streichen um 60° - 80° und fallen mit ungefähr 20° nach NE ein, sie streichen damit etwa parallel zur meßbaren Überschiebungsfläche. Sekundär ist die Überschiebungsfläche an N-S und NW-SE streichenden Abschiebungen versetzt worden (siehe Abb. 7 und Profilskizzen b und c).

Die 140° bis 130° streichenden Verwerfungen (siehe Profile a und b der Skizze und geologische Karte) können als "Deckenstirn" der Überschiebung aufgefaßt werden. Als tektonischer Anhaltspunkt für die Transportrichtung bei einer Überschiebung kann nur die Streichrichtung der wenigen Faltenachsen im Liegenden der Überschiebungsfläche genommen werden. Sie würden auf eine Überschiebungsrichtung N-S hinweisen.

Profile aus der Umgebung der "la Difenzola" (Lage und Legende siehe geologische Karte).



Für die Herkunft aus Norden spricht ebenfalls die Fazies des Eozäns, zum großen Teil Biomikrite mit Hantkeninen und anderen planktonischen Foraminiferen, eine Herkunft aus Süden ist unwahrscheinlicher, da bereits eineinhalb Kilometer weiter südlich die typische Kalkapennin-Fazies mit einer Schichtlücke im Paläogen ansteht.

An dieser Stelle muß man ebenfalls in Betracht ziehen, daß beim horstartigen Aufstieg des Mte. Patalecchias die tertiäre Sedimentbedeckung mit Teilen der Ober-Kreide abgerutscht und in jüngere Sedimente hineingeglitten sein könnte. Vermutlich handelt es sich bei diesen Überschiebungen nur um örtlich begrenzte Erscheinungen im Randbereich Molise-Zone/Kalkapennin. Ein größerer Zusammenhang konnte im bearbeiteten Gebiet nicht nachgewiesen werden. Eine Fortsetzung dieser randlichen Überschiebung ist eventuell weiter östlich in Richtung Roccamandolfi-Boiano zu erwarten.
Man kann annehmen, daß diese "Randüberschiebung" gleichzeitig mit der Überkippung und teilweisen Aufschiebung der Falte von Longano-Castelpizzuto im Süden des Gebietes entstanden ist.

5.2 Alter der Bewegungen

5.2.1 Mesozoikum

Bewegungen des mesozoischen Untergrundes werden bereits im Jura angenommen (ACCORDI, 1966). Aus dem Matese im Raum südlich von Gallo beschreibt IETTO (1963) Konglomerathorizonte im Jura. Als Liefergebiet sieht er eine nördlich gelegene Zone an, die durch eine durchgehende Schichtlücke von der Ober-Trias bis zur Ober-Kreide gekennzeichnet ist (Mte. Croce), dieses Gebiet muß zumindest zeitweilig während des Juras Abtragungsgebiet gewesen sein.

Die unterschiedliche Fazies von Kalkapennin (neritische Kalke und Dolomite) und Molise-Zone (kieselig-mergelige Sedimente) während des Jura erwähnt PIERI (1966), der die Ergebnisse der Bohrung Frosolone 2 beschreibt. Diese Faziesdifferentiation spricht bereits für die Anlage der Molise-Zone während dieser Zeit.
Eine Hebung großer Gebiete des Matese im Cenoman läßt sich aus der Ablagerung von Bauxiten und Horizonten mit Characeen in jener Zeit folgern (SGROSSO, 1964 und MANFREDINI, 1963 a, 1963 b). MANFREDINI setzt die erste entscheidende paläogeographische Differentiation, die zur Herausbildung der Molise-Depression führt, in die Mittel-Kreide.

Die Transgression der Ober-Kreide in konkordanter Lagerung auf verschieden alte Sedimente des Mesozoikums ist im Nord- und West-Matese zu beobachten (IETTO, 1963, SGROSSO, 1964). Im bearbeiteten Gebiet transgrediert am Mte. Croce die Ober-Kreide auf Unter-Lias. Diese Tatsachen fordern für die Zeit vor dem Senon ein Relief im Matese. Ob es sich um eine Gliederung in Schwellen- und Becken-Zonen handelte oder um Horste und Gräben, die durch Bruchtektonik entstanden sind, wie IETTO und SGROSSO meinen, läßt sich im bearbeiteten Bereich nicht entscheiden.
Eine paläogeographische Gliederung des Kalkapennins und seiner Randbereiche durch Strukturen, die ihren prägenden Einfluß auf Paläogeographie und Tektonik weiterhin beibehalten, ist nach D' ARGENIO (1963) mindestens seit der Ober-Kreide vorhanden gewesen.

5.2.2 Paläogen

Eine allgemeine Hebung der Region, die ungefähr dem heutigen Kalkapennin entspricht und deren direkte Folge die Schichtlücke im Kalkapennin bis zum Miozän ist (SELLI, 1967, 1962, MANFREDINI, 1963 a, 1963 b, ACCORDI, 1966), setzt im Ober-Paleozän bis Unter-Eozän ein.
Im Übergangsbereich des untersuchten Gebietes gibt es verschiedene Hinweise auf Bewegungen während des Paläogens, die eine Faziesdifferenzierung und die Transgression des Alttertiärs mit unterschiedlichen stratigraphischen Stufen auf den mesozoischen Untergrund (Ober-Kreide) bewirkten.
Im Südwesten des Gebietes war schon im Unter-Eozän eine WNW-ESE streichende Schwellenzone vorhanden, die in ihren Umrissen die Falte von Longano-Castelpizzuto vorzeichnete. Eine ähnliche Gliederung in Schwellenzonen und Beckenstreifen, die sich seit der Ober-Kreide abzeichnete und die der heutigen tektonischen Anordnung der Sättel und Mulden entspricht, beschreibt RICHTER (1967) aus dem Cilento. Im Oligozän war die Falte von Longano-Castelpizzuto im SE des Arbeitsgebietes wie auch die Mulde im Lorda-Tal schon vorgezeichnet (Profil K-L). Die intraformationalen Brekzien, die häufig

im Eozän und Oligozän vorkommen, sind Anzeichen der ständigen Bodenunruhen während dieser Zeit, die immer neue Gebiete der Erosion zur Verfügung stellten.

5.2.3 Neogen

Eine einsetzende Senkungstendenz des Kalkapennins und damit wiederum eine Angleichung an die Sedimentationsbedingungen während des Mesozoikums ist mit Beginn des Burdigals (gleich Unter-Langhiano) (Cusano-Formation) festzustellen. Sie setzt sich im Elveziano (Longano-Formation) und im Torton (Pietraroia-Formation) fort.

Im oberen Miozän wird es im SW des Gebietes als Folge einer Einengung in N-S Richtung zur Herausfaltung, Überkippung und teilweisen Aufschiebung der WNW-ESE streichenden Schwellenzone gekommen sein (siehe Profile G-H und I-J der Profiltafel). Diese Bewegungen sind sicher jünger als Langhiano-Elveziano, da im südwestlichen Teil die Cusano-Formation mit steilgestellt und überkippt ist, während weiter östlich die Longano-Formation mitgefaltet ist. Jüngere Formationen sind abgetragen, so daß sich eine genauere Altersaussage über den Faltungsvorgang nicht machen läßt.

Die im NE des Gebietes vorliegende Überschiebung von Sedimenten des Molise-Randbereiches aus NNW bis N dürfte nur sehr begrenzte Ausmaße angenommen haben und ist ebenfalls älter als die Bruchtektonik, da sie von jungen Abschiebungen versetzt wird. Eine Gleichzeitigkeit mit den Faltungsvorgängen im Süden ist anzunehmen.

Im Ober-Miozän/Unter-Pliozän kommt es zur Herausbildung von N-S streichenden antithetischen und synthetischen Abschiebungen. Im Bereich 2 entstehen Halbhorste und Bruchschollentreppen, im Bereich 1 wird die Falte quer zum Achsenstreichen in Horste und Gräben zerlegt, infolge einer zeitweiligen Dehnung in W-E Richtung.

Die jüngsten Bewegungen, die noch andauern, bewirken eine allgemeine Hebung des Kalkapennins gegenüber der Molise-Zone. An alten apenninisch streichenden Strukturen kommt es im bearbeiteten

Gebiet zu erheblichen vertikalen Bewegungen. Im Norden des Arbeitsgebietes zeigt die Hebung von jungen Flußschottern bis zu 40 Meter über das heutige Flußniveau, daß die junge Bruchtektonik noch andauert.

5.3 Das bearbeitete Gebiet im Hinblick auf die großtektonischen Hypothesen bezüglich des geologischen Aufbaus von Süditalien

Eine völlige Allochthonie des Kalkapennins wie sie FANCELLI, GHELARDONI & PAVAN (1966) annehmen, ist im bearbeiteten Gebiet aufgrund des stratigraphischen Überganges zwischen Kalkapenninfazies (Matese) und Molisefazies nicht nachzuweisen. Verschiedene Gleitdecken, die aufeinander überschoben sind (Kalkapenninfazies auf kieselig-mergelige Fazies und schließlich auf Flyschfazies) sind hier keineswegs vorhanden. Die von den Autoren als wurzellose Klippen gedeuteten, an antithetischen Verwerfungen herausgehobenen, Halbhorste, zeigen von Norden nach Süden einen eindeutigen Fazieswechsel, verbunden mit einer Mächtigkeitsabnahme der Schichten in kontinuierlicher Regelmäßigkeit, was für einen autochthonen Übergangsbereich zwischen beiden Fazies-Einheiten spricht. PIERI (1966) und ACCORDI (1966) nehmen für den Nord- und Nordost-Matese einen tektonischen Kontakt zur Molise-Zone mit geringen Überschiebungsbeträgen der kalkigen Sedimente des Matese auf die kieselig-mergeligen Sedimente der Molise-Zone an.

Nach ACCORDI (1966, Karte S. 402) ist eine Bewegungsrichtung der Sedimente des Kalkapennins (Matese) von SW nach NE bis S-N anzunehmen, die sich in der teilweise nach Norden überkippten Falte im Süden des Gebietes, die mancherorts von einer Aufschiebung begrenzt wird, auch abzeichnet. Überschiebungsbeträge von mehreren Kilometern sind hier nicht vorhanden. Ein tektonischer Kontakt Kalkapennin - Molise-Zone besteht vermutlich östlich des Gebietes entlang der Linie Roccamandolfi - Boiano.

Der Übergang von Molise-Beckenrand-Fazies zur Kalkapennin-Fazies im Alttertiär mit autochthonen Sedimenten aus dem Eozän, die

in ihrer Fazies sehr stark denen ähneln, die SELLI (1962) aus seinen Decken als allochthones Material beschreibt, lassen zumindest Zweifel daran aufkommen, daß es nötig ist, dieses scheinbare Fremdmaterial durch einen Deckenschub über hunderte von Kilometern aus Westen zu beziehen. Außerdem beweist der Fazieswechsel im Eozän, im Gegensatz zu SELLI, die Anlage der Molise-Zone bereits vor dem Miozän. Für den Bereich des bearbeiteten Gebietes kann aufgrund des kontinuierlichen, lateralen Überganges zwischen der Fazies des Kalkapennins und der Fazies des Molise-Beckenrandes im Alttertiär eine autochthone Ablagerung der Sedimente beider Einheiten zumindest für diese Zeit als bewiesen angesehen werden. An mindestens seit dem Alttertiär bestehenden Strukturen (Schwellen und Becken) kommt es vom Ober-Miozän an zu meist vertikal gerichteten Bewegungen (Bruchtektonik). Diese Erkenntnisse stehen in Einklang mit den Ergebnissen, die SCARSELLA (1957), MANFREDINI (1963), D'ARGENIO (1963), GÖRLER & RICHTER (1966) und RICHTER (1967) gewonnen haben, und die auf eine autochthone Bildung beider Einheiten (Kalkapennin und Molise-Zone) hinweisen.

6. Mangan-Erze in der Cusano-Formation

In der Nähe von Roccamandolfi (33TVF445937) treten in den obersten Bänken der Cusano-Formation Mangan-Erze auf (siehe Profil 7). Das primäre Erzmineral ist wahrscheinlich Mangankarbonat (Rhodochrosit), das oberflächlich und an Gesteinsfugen in Manganoxyde umgewandelt wird.
Eine genaue Untersuchung dieses Vorkommens erfolgte nicht, da hierzu eine systematische Probennahme und eine Reihe von chemischen Analysen nötig gewesen wäre, die den Rahmen dieser Arbeit überschritten hätten. So wurde nur versucht, einige Erkenntnisse aus diesem Arbeitsgebiet mit den Ergebnissen der Arbeit von GRUSS (1958) über sedimentär-exhalative Mangankarbonatlagerstätten im Berchtesgadener Raum zu vergleichen.

Im obersten Bereich eines Horstes, dessen Schichten 70-110/0-10 N lagern, sind auf einer 100 x 30 Meter großen aufgeschlossenen Fläche hellbraune Kalke der Cusano-Formation im Verwitterungsbereich von dunkelbraunen bis blauschwarzen Krusten und Bezügen, die aus Manganoxyden bestehen, bedeckt. Klüfte und Schichtfugen sind ebenfalls vererzt. Stellenweise zeigen die Kalke durch die Imprägnation mit Manganoxyden ein fleckiges Aussehen.

Verschiedene Lesehaufen der vererzten Kalke aus der Hutzone dieses Vorkommens deuten auf eine frühere Sammeltätigkeit hin.
GRUSS (1958) beschreibt die hydrothermale Durchäderung und Verdrängung des primären Mangankarbonats durch Minerale der Psilomelangruppe bei der Verwitterung und der Einwirkung sauerstoffbeladener Tageswässer, die eine Oxydation des Mn^{2+} zu Mn^{4+} bewirken.
Die Manganoxyde konnten qualitativ mit einer Tüpfelanalyse nachgewiesen werden (siehe FEIGL, 1960, S. 594, Nachweis von Mn mit Benzidin), "wenn gefälltes Mangan-(II)hydroxyd mit Luft zusammengebracht wird, bildet sich schnell durch Autoxydation hydratisiertes Mangandioxyd, $2Mn(OH)_2 + 0_2 \rightarrow 2\ Mn0_2 \cdot H_20$, dieses Produkt reagiert mit Benzidin unter Bildung von Benzidinblau."

Als Reagenzien dienen eine 0,05 n Kalium- oder Natriumhydroxydlösung und Benzidinlösung.

Als weiteres wichtiges Merkmal dieses sedimentär-exhalativen Lagerstättentypus erwähnt GRUSS die Paragenese der Erze (Mangankarbonate) mit kieseligen Gesteinen und ihre Bindung an einen bestimmten stratigraphischen Horizont.

Im bearbeiteten Profil wird die Basis der Cusano-Formation von bräunlichen Algen-Bryozoen-Biolithiten gebildet, die zum Hangenden in braune mergelige Kalke (Mikrite), die in manchen Lagen zahlreiche Radiolarien und Kieselschwammnadeln enthalten, übergehen. Teilweise treten auch Hornsteine auf. Die obersten Lagen der Cusano-Formation bestehen aus parallel zur Schichtung fein gebänderten bräunlichen Mikriten mit einem geringen Tongehalt. Diese Bänke zeigen im Verwitterungsbereich die Manganoxydbezüge. In die Globigerinen-Biomikrite der Longano-Formation eingeschaltete Mergelbänder im Hangenden enthalten planktonische Foraminiferenfaunen, die in das Ober-Langhiano bis Unter-Elveziano zu stellen sind. Damit ist auch das Alter des Erzvorkommens ungefähr festgelegt.

Um einen Überblick über die quantitativen Mn-Gehalte zu gewinnen, wurden eine Probe aus den Globigerinen-Biomikriten der Longano-Formation (Probe 1), direkt im Hangenden der Vererzungszone, und zwei Proben aus den Bänken der Cusano-Formation, die Manganoxyd-Krusten enthalten (Proben 2 und 3), entnommen.

Diese Proben wurden mit dem Atom - Absorbtion - Spektrophotometer Perkin Elmer - 303 auf ihren Mn-Gehalt untersucht. [1)]

Zur Bestimmung wurde die pulverisierte Probensubstanz in warmer 32 % HCl gelöst. Geringfügige Rückstände, die bei allen drei Proben blieben, wurden abfiltriert. Die Mn-Gehalte der Filtrate betrugen:

Probe 1	1,44 % Mn
Probe 2	15,4 % Mn
Probe 3	15,5 % Mn

---

1) Die Analysen führte freundlicherweise Herr Dr. Germann vom Geologisch-Paläontologischen Institut (Lehrstuhl für angewandte Geologie) durch.

Die hohen Mangan-Gehalte der Proben 2 und 3 sind vermutlich zum Teil auf die Imprägnation und Krustenbildung von Manganoxyden zurückzuführen, wobei eine erhebliche Anreicherung erfolgte. Ein primärer Mn-Gehalt, bedingt durch Mangankarbonat, ist sehr wahrscheinlich, zumal auch Probe 1 im Hangenden einen überdurchschnittlichen Mangan-Gehalt besitzt (nach SCHNEIDERHÖHN, 1962, S. 26, durchschnittlicher Mangan-Gehalt der Erdrinde 0,1 %). GRUSS (1958) erwähnt Rhodochrosit-Gehalte von 50 % im eigentlichen Rhodochrosit-Lager und 15-30 % in den manganhaltigen Kieselkalken. In wesentlichen Punkten konnte eine Übereinstimmung mit den Ergebnissen von GRUSS erzielt werden.

Als Ursache der Erzbildung führt GRUSS submarine Exhalationen Si- und Mn-reicher Differentiate basischer Magmen des initialen Magmatismus an. Im bearbeiteten Gebiet setzt an der Wende Langhiano/Elveziano eine allgemeine Senkungstendenz ein, die sowohl den Kalkapennin als auch die Molise-Zone erfaßt. Es besteht die Möglichkeit, daß im bearbeiteten Gebiet zu dieser Zeit Gosynklinal-Bedingungen herrschten, wofür u. a. die planktonischen Foraminiferenfaunen ein Beweis sein könnten. Submariner Vulkanismus ist in der nächsten Umgebung nicht nachzuweisen. Allerdings werden von BALLY (1954) aus etwa gleichaltrigen miozänen Ablagerungen in der Umgebung der Maiella (in etwa 50 km Entfernung) Tufflagen beschrieben. Man darf annehmen, daß der hohe Kieselsäuregehalt des Meeres (Hornsteine, Radiolarien, Kieselschwammnadeln) von submarinen Exhalationen stammt. Mit der Wende Miozän/Pliozän setzt eine allgemeine Hebung des Gebietes ein (Orogenese). Die geotektonische Stellung der Lagerstätte entspricht damit weitgehend den Bildungsbedingungen einer submarin exhalativ-sedimentären Mangan-Lagerstätte wie sie auch GRUSS beschreibt.

7. Zusammenfassung

Im Übergangsgebiet von Kalkapennin (Matese) zur Molise-Zone südlich von Isernia ist ein kontinuierlicher, lateraler Übergang zwischen beiden Faziesbereichen festzustellen. Während im Norden bei Isernia, im Randbereich der Molise-Zone noch eine durchgehende Sedimentation mergelig-kieseliger Serien vom Ober-Paleozän bis zum Miozän/Pliozän vorliegt, ist etwa 12 km weiter südlich bereits die für den Kalkapennin kennzeichnende Transgression des Mittel-Miozäns auf die Ober-Kreide zu beobachten.

Auf diese Entfernung läßt sich von Norden nach Süden eine allmähliche Mächtigkeitsabnahme und das Auskeilen der eozänen Sedimente sowie ein Fazieswechsel im Eozän von Mergeln (Bereich 1) über detritische Kalke (Bereich 2) und detritische Kalke und Brekzien (Bereich 3) zu groben Brekzien und Konglomeraten (Bereich 4) erkennen. Außerdem transgredieren in der gleichen Richtung Ablagerungen immer jüngerer stratigraphischer Horizonte auf den mesozoischen Untergrund (Ober-Kreide der M. Calvello-Formation).

Der krasse Faziesgegensatz beider Einheiten, der in der Literatur häufig Erwähnung findet, wird durch das abrupte Aneinandergrenzen beider Fazies an einem tektonischen Kontakt vorgetäuscht. Primär existiert eine Übergangszone, wie im bearbeiteten Gebiet nachgewiesen werden kann.

Im gesamten Bereich können im Gegensatz zu SELLI (1957, 1962) autochthone Sedimente aus verschiedenen stratigraphischen Horizonten des Eozäns festgestellt werden.

In detritischen Kalken aus dem Ober-Paleozän/Unter-Eozän wurde eine Algenflora gefunden, die nach PRATURLON (1966) kennzeichnend für den randlichen Schelfbereich des Kalkapennins an der Wende Mesozoikum/Alttertiär ist.

Das gemeinsame Vorkommen von Miogypsina globulina, Miolepidocyclina burdigalensis und planktonischen Foraminiferen gestat-

tet es, das "Orbulina-datum" für das bearbeitete Gebiet auf Mittel- bis Ober-Langhiano festzusetzen. Dieses Ergebnis stimmt weitgehend mit denen von CITA & PREMOLI SILVA (1960) und VERVLOET (1966) überein. Diese Autoren beschreiben das erste Auftreten von Orbulina s. s. aus dem Ober-Langhiano von Nord-Italien.

Die nach Norden überkippte oder nordvergente "Falte von Castelpizzuto-Longano" im Süden des Gebietes entspricht insofern den Hypothesen von ACCORDI (1966) und PIERI (1966) für das Gebiet des NW-Matese, als auch sie eine Bewegungsrichtung von Süden nach Norden anzeigt. Überschiebungen sind im Gegensatz zur Ansicht dieser Autoren nicht nachzuweisen.

Die Anlage von Schwellen und Mulden ist schon für das Alttertiär des Übergangsbereiches zu beweisen. Die jüngste Bruchtektonik folgt den meist apenninisch streichenden alten Strukturen und verstärkt oft durch vertikal gerichtete Bewegungen die primär angelegte Gliederung (siehe auch D' ARGENIO, 1963 und RICHTER, 1967).

8. Riassunto

Nella zona intermedia tra l' Appennino-calcareo meridionale (Matese settentrionale) e la Depressione-molisano-sannitica si riconosce un graduale passaggio laterale tra queste due unità di facies. Mentre nella parte settentrionale della zona studiata, presso Isernia, al margine interno della Depressione-molisano-sannitica, è presente una serie di sedimenti calcareo-selciferi continua dal Paleocene sup. al Miocene sup. / Pliocene inf., 12 km più a S appare già la trasgressione del Miocene medio sul Cretaceo sup., che è carratteristica dell' Appennino calcareo.

Da N a S la facies dell' Eocene cambia in modo, che da marne (zona 1) si passa a calcari detritici (zona 2) a calcari detritici con brecciole calcaree (zona 3) e a brecciole e conglomerati

grossolani (zona 4), e lo spessore della serie si reduce fino a zero. Nella stessa direzione formazioni sempre più recenti si trovano in trasgressione sul sottosuolo mesozoico (Cretaceo sup. della Formazione di Monte Calvello).

Faglie inverse hanno localmente provocato un contatto immediato tra le due unità di facies. In origine, però, un tale contatto non esisteva, dato, che in altre località, come per esempio nella zona rilevata, si osservano passaggi laterali da una facies all' altra.

Al contrario dell' opinione di SELLI (1957, 1962) in tutta l' area studiata si trovano sedimenti autoctoni di diversi livelli stratigrafici dell' Eocene.

In calcari detritici del Paleocene sup. /Eocene inf. è stata rivenuta una flora ad alghe che, secondo PRATURLON (1966), è significativa per la piattaforma archipelagica dell' Appennino calcareo al passaggio Mesozoico/Tertiario.

L' associazione di Miogypsina globulina, Miolepidocyclina burdigalensis e foraminiferi planctonici nello stesso livello stratigrafico (Formazione di Cusano) permette di precisare nella zona esaminata la posizione dell' "Orbulina-datum" come Langhiano medio-superiore. Questo fatto concorda bene con i resultati di CITA & PREMOLI SILVA (1960) e VERVLOET (1966) che descrivono la prima apparizione di Orbulina s. s. nel Langhiano sup. in Italia settentrionale.

L' anticlinale rovesciata, con vergenza a N, di "Castelpizzuto-Longano", nella parte meridionale della zona rilevata, conferma le ipotesi di ACCORDI (1966) e PIERI (1966), in quanto indica movimenti diretti da S a N. Al contratio a questi ipotesi non sono presenti sovrascorrimenti.

La formazione di soglie e di bacini, che si sviluppa già nell' Eocene, viene pronunciata da un sistema di faglie piu recenti con direzioni appenniniche in modo che attualmente le soglie sono più elevati dei bacini originali (D' ARGENIO, 1963, RICHTER, 1967).

Literaturverzeichnis

ACCORDI, B. (1966): LA COMPONENTE TRASLATIVA NELLA TETTONIC DELL'APPENNINO LAZIALE-ABRUZZESE.
Geologica Romana, Vol. V, Rom,
pp. 355-406.

ADLER, R., FENCHEL, W. & PILGER, A. (1964/65): CLAUSTHALER TEKTONISCHE HEFTE 1-5
Clausthal-Zellerfeld.

AGIP MINERARIA (1957): FORAMINIFERI PADANI, Mailand.

AGIP MINERARIA (1959): MICROFACIES ITALIANE, pp. 9-35, tav. 145, Mailand.

ASCOLI, P. (1957): MICROFAUNE DEL TORTONIANO DI MOMBISAGGIO E DELLA SERIE PLIOCENICA DI VOLPEGLINO.
Estratto dalla Riv. Ital. di Paleont. e Strat., Mailand,
pp. 3-30.

AUBOIN, J. (1960): ESSAI SUR L'ENSEMBLE ITALO-DINARIQUE ET SES RAPPORTES AVEC L'ARC ALPIN.
Bull. Soc. Géol. de France, No. 7, 2, pp. 487-526, Paris.

BALLY, A. (1954): GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DEN SE-ABRUZZEN.
Inaugural-Dissertation, Zürich, pp. 15-291.

BANDY, O. L. (1948/49): EOCENE AND OLIGOCENE FORAMINIFERA FROM LITTLE STAVE CREEK, CLARK COUNTRY, ALABAMA.
Bull. Amer. Paleont. Vol. 32, No. 131, pp. 35-249.

- (1960): GENERAL CORRELATION OF FORMAINIFERAL STRUCTURE WITH ENVIRONMENT.
Internat. Geol. Congr. Session 21, Norden, Kopenhagen, pp. 7-19.

- (1964): CENOZOIC PLANCTONIC FORAMINIFERAL ZONATION.
Micropal. Vol. 10, 1, pp. 1-17, New York.

- (1966): RESTRICTIONS OF THE "ORBULINA" DATUM.
Micropal. Vol. 12, No. 1, pp. 79-86, New York.

BENEO, E. (1956): ACCUMULI TERZIARI DA RESEDIMENTAZIONE (OLISTOSTROMI) NELL'APPENNINO CENTRALE E FRANE SOTTOMARINE.
Boll. Serv. Geol. d'Ital., Vol. 78, Rom, pp. 291-319.

- (1958): LA RICERCA PETROLIFERA IN ITALIA MERIDIONALE.
Boll. Serv. Geol. d'Ital., Vol. 88, Rom, pp. 455-478.

BERGGREN, W. A. (1965): SOME PROBLEMS OF PALEOCENE-LOWER EOCENE PLANCTONIC FORAMINIFERAL CORRELATIONS.
Micropal. Vol. 11, No. 3, pp. 278-300, New York.

BITTERLI, (1962): DIE BITUMINÖSEN GESTEINE MITTELEUROPAS.
Erdöl und Kohle. 15, 2-6, Hamburg.

BLOW, W.H. (1956): ORIGIN AND EVOLUTION OF THE FORAMINIFERAL GENUS ORBULINA D'ORBIGNY.
Micropal. Vol. 2, No. 1, pp. 57-70, New York.

BOLLI, H.M. (1957 a): THE GENERA PRAEGLOBOTRUNCANA, ROTALIPORA, GLOBOTRUNCANA AND ABATHOMPHALUS IN THE UPPER CRETACEOUS OF TRINIDAD, B.W.I.
U.S. Nat. Mus. Bull. 215, pp. 51-60, Washington.

- (1957 b): THE GENERA GLOBIGERINA AND GLOBOROTALIA IN THE PALEOCENE-LOWER EOCENE LIZARD SPRINGS FORMATION OF TRINIDAD, B.W. I.
Idem pp. 61-81.

- (1957 c): PLANCTONIC FORAMINIFERA FROM THE EOCENE NAVET AND SAN FERNANDO FORMATIONS OF TRINIDAD, B.W.I.
Idem pp. 155-172.

- (1957 d): PLANCTONIC FORAMINIFERA FROM THE OLIGOCENE-MIOCENE CIPERO AND LENGUA FORMATIONS OF TRINIDAD, B.W.I.
Idem pp. 97-123.

BOLLI, H.M. & CITA, M.B. (1960): UPPER CRETACEOUS AND LOWER TERTIARY PLANCTONIC FORAMINIFERA FROM THE PADERNO D'ADDA SECTION, NORTHERN ITALY.
Internat. Geol. Congress, 21st. Session, Norden, Kopenhagen, pp. 150-161.

BOLLI, H.M., CITA, M.B. & SCHAUB, H. (1962): IL LIMITE CRETACEO-TERZIARIO NELLA CATENA DEL MONTE BALDO.
Mem. Soc. Geol. It., Vol. 3, Pavia, pp. 149-163.

BOLLI, H.M. (1966): ZONATION OF CRETACEOUS TO PLIOCENE MARINE SEDIMENTS BASED ON PLANCTONIC FORAMINIFERA.
Reprint of Boletin informativo, pp. 1-26.

BORSETTI, A.M. (1962): FORAMINIFERI PLANCTONICI DI UNA SERIE CRETACEA DEI DINTORNI DI PIOBBICO (PROV. DI PESARO).
Giornale di Geologica, Ann. Mus. Geol. di Bologna, Vol. 29, ser. 2a, Bologna, pp. 19-75.

BRINKMANN, R. (1967): LEHRBUCH DER ALLGEMEINEN GEOLOGIE 3. Band, Kap. 28. DIAGENESE UND FOSSILISATION (CORRENS, C.W.), Stuttgart, pp. 171-218.

BRÖNNIMANN, P. (1940): ÜBER DIE TERTIÄREN ORBITOIDIDEN UND DIE MIOGYPSINIDEN VON NORDWEST-MAROKKO.
Schweiz. Pal. Abhdlg., Band 63, pp. 1-113, Basel.

- (1945 a): ZUR FRAGE DER VERWANDTSCHAFTLICHEN BEZIEHUNGEN ZWISCHEN DISCOCYCLINA s. s. UND ASTEROCYCLINA.
Eclogae geol. Helv. Basel, Vol. 38, pp. 579-615.

- (1945 b): ZUR MORPHOLOGIE VON AKTINOCYCLINA GÜMBEL 1868.
Eclogae geol. Helv. Vol. 38, pp. 561-578, Basel.

BRÜCKNER, W. (1941): ÜBER DIE ENTSTEHUNG DER RAUHWAKKEN UND ZELLENDOLOMITE.
Eclogae geol. Helv. Vol. 34, 1, pp. 117-134, Basel.

CARALP, M. & GAVOILLE, D. (1962/63): ETUDE DES MIOGYPSINIDAE DE LA COUPE OLOGO-MIOCENE DU FORAGE DE SAUCATS (GIRONDE).
Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux, pp. 86-126, Bordeaux.

- (1964): LES MIOGYPSINIDAE DE LA COUPE PROFONDE DE SALLES (GIRONDE).
Bulletin de la Société Linnéenne de Bordeaux, Bordeaux.

CARALP, M., GAVOILLE, D. & VIGNEUX, M. (1963): VARIATIONS DE LA FAUNE DE MIOGYPSINIDAE DANS UNE SÉRIE OLIGO-MIOCÈNE DE FACIÈS HÉTÉROGÈNES.
Extrait Procès-Verbaux de la Société Linnéenne de Bordeaux, Vol. 100, pp. 115-130, Bordeaux.

CARISSIMO, L., D'AGOSTINO, O., LODDO, C., PIERI, M. (1963): PETROLIUM EXPLORATION BY AGIP MINERARIA AND NEW GEOLOGICAL INFORMATIONS IN CENTRAL AND SOUTHERN ITALY FROM THE ABRUZZI TO THE TARANTO GULF.
6th. World Petrol. Congr., Frankfurt, pp. 1-26.

CAROZZI, A. V. (1960): MICROSCOPIC SEDIMENTARY PETROGRAPHY.
John Wiley a. Sons, inc., New York, pp. 1-485.

CATENACCI, E. (1965): RESOCONTO SOMMARIO DELLE OSSERVAZIONI STRATIGRAFICHE COMPIUTE SULLA MAIELLA (APPENNINO ABRUZZESE).
Boll. Serv. Geol. d'Ital., Vol. 86, pp. 17-25, Rom.

CATENACCI, E., DE CASTRO, P., SGROSSO, I. (1963): COMPLESSI GUIDA NEL MESOZOICO DEL MATESE ORIENTALE.
Mem. Soc. Geol. It., Vol. 4, Bologna, pp. 1-20.

CATENACCI, E. & MANFREDINI, M. (1963): OSSERVAZIONI STRATIGRAFICHE SULLA CIVITA DI PIETRAROIA (BENEVENTO).
Boll. Soc. Geol. It., Vol. 82, 3, pp. 65-92, Rom.

CHILINGAR, G.V. (1956): DISTRIBUTION AND ABUNDANCE OF CHERT AND FLINT AS RELATED TO THE Ca/Mg-RATIO OF LIMESTONES.
Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 67, pp. 1559-1561, New York.

CITA, M.B. (1955): THE CRETACEOUS-EOCENE BOUNDARY IN ITALY.
Actes et documentes du 4th. Congres Mondial du Petrole - Rome.

- (1959): STRATIGRAFIA MICROPALEONTOLOGICA DEL MIOCENE SIRACUSANO.
Boll. Soc. Geol. It., Vol. 77 (1958), pp. 71-165, Rom.

- (1965): JURASSIC, CRETACEOUS AND TERTIARY MICROFACIES FROM THE SOUTHERN ALPS.
International Sedimentary Petrographical Series.
Vol. 8, Leiden, pp. 6-99.

CITA, M.B. & GELATI, R. (1960): GLOBOQUADRINA LANGHIANA n. sp. DEL LANGHIANO - TIPO.
Riv. Ital. Paleont., Vol. 66, pp. 241-246, Milano.

CITA, M.B. & PREMOLI SILVA, I. (1960): PELAGIC FORAMINIFERA FROM THE TYPE LANGHIAN.
International Geol. Congr., 21st. Session Norden, Kopenhagen, pp. 39-50.

CITA, M.B., PREMOLI SILVA, I. & ROSSI, R. (1965): FORAMINIFERI PLANCTONICI DEL TORTONIANO-TIPO.
Riv. Ital. Paleont., Vol. 71, No. 1, pp. 217-308, Milano.

CLOOS, H. (1928): ÜBER ANTITHETISCHE BEWEGUNGEN.
Geol. Rdsch., 19, pp. 246-251, Stuttgart.

- (1936): EINFÜHRUNG IN DIE GEOLOGIE.
Lehrbuch der Inneren Dynamik, pp. 1-503, Berlin.

COLACCICHI, R. (1958): OSSERVAZIONI STRATIGRAFICHE SUL MIOCENE DEL CONFINE MARCHIGIANA-ABRUZZESE.
Boll. Soc. Geol. It. Vol. 78, 1, pp. 59-69, Pisa.

- (1964): LA FACIES DI TRANSIZIONE DELLA MARSICA NORD-ORIENTALE I - SERIE DELLA SERRA SPARVERA E DELLA ROCCA DI CHIARANO.
Geologica Romana Vol. 3, Rom, pp. 93-124.

- (1966): LE CARATTERISTICHE DELLA FACIES ABRUZZESE ALLA LUCE DELLE MODERNE INDAGINI GEOLOGICHE.
Mem. Soc. Geol. It., Vol. 5, Pisa, pp. 1-28.

COLACCICHI, R. & PRATURLON, A. (1965): STRATIGRAPHICAL AND PALEOGEOGRAPHICAL INVESTIGATIONS ON THE MESOZOIC SHELF-EDGE FACIES IN EASTERN MARSICA (CENTRAL APENNINES, ITALY).
Geologica Romana, Vol. 4, Rom, pp. 89-118.

CRESCENTI, U. (1966): OSSERVAZIONI SULLA STRATIGRAFIA DELL' APPENNINO MERIDIONALE ALLA LUCE DELLE RECENTI RICERCHE MICROPALEONTOLOGICHE.
Boll. Soc. Geol. It., Vol. 85, pp. 541-579, Rom.

- (1966): SULLA BIOSTRATIGRAFIA DEL MIOCENE AFFIORANTE AL CONFINE MARCHIGIANO-ABRUZZESE.
Geologica Romana, Rom, Vol. 5, pp. 1-53.

- (1967): SULLA BIOSTRATIGRAFIA DEL MIOCENE - MEDIA DEL MOLISE OCCIDENTALE.
Boll. Soc. Geol. It., Vol. 86, 2, Rom, pp. 345-366.

CUMINGS, E. R. (1932): REEFS OR BIOHERMS?
Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 43, New York.

CUVILLIER, J. (1951): CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES PAR MICROFACIÈS EN AQUITAINE OCCIDENTALE.
E. J. Brill, Leiden, pp. 7-23, tav. 40.

D' ARGENIO, B. (1963): LINEE ISOPICHE E STRUTTURALI CRETACICHE PERSISTENTI NELL' APPENNINO CAMPANO.
Rend. Acc. di Science Fisiche e Mat., Ser. 4, 80, Napoli, pp. 367-393.

DEVOTO, G. (1963): LA SERIE STRATIGRAFICA DI MONTE S. CROCE.
Mem. Soc. Geol. It., Vol. 4, Bologna, pp. 1-5.

- (1964): ZONE AD ALVEOLINIDAE NEL CRETACEO E PALEOCENE DEL LAZIO ED ABRUZZO CENTRO-MERIDIONALI.
Geologica Romana, Vol. 3, Rom, pp. 405-414.

DIECI, G. (1959): I FORAMINIFERI TORTONIANI DI MONTEGIBBIO E CASTELVETRO.
Paleontogr. Italica, Vol. 54, Pisa, pp. 1-113, tav. 8.

DONDI, L. & PAPETTI, I. (1965): SUL RITROVAMENTO DI UNA MICROFACIES CON MIOGYPSINA E LEPIDOCYCLINA AL FONDO DEL POZZO CONTURSI 1 (m 3578) NEL CILENTO.
Geologica Romana, Vol. 4, Rom, pp. 7-40.

DROOGER, C. W. (1954): MIOGYPSINA IN NORTHERN ITALY.
Königl. Nederl. Akad. Wetensch. 57, ser. B.

- (1956): TRANSATLANTIC CORRELATION OF THE OLIGO-MIOCENE BY MEANS OF FORAMINIFERA.
Micropal., Vol. 2, 2, pp. 183-192, New York.

- (1963): EVOLUTIONARY TRENDS IN THE MIOGYPSINIDAE.
' Evolutionary trends in foraminifera'
Elsevier, Amsterdam, pp. 313-349.

DROOGER, C. W. & MAGNE, J. (1959 a): MIOGYPSINIDS AND PLANCTONIC FORAMINIFERA OF THE ALGERIAN OLIGOCENE AND MIOCENE.
Micropal., Vol. 5, 3, pp. 273-284, New York.

DROOGER, C.W. & SOCIN, C. (1959 b): MIOCENE FORAMINIFERA FROM ROSIGNANO, NORTHERN ITALY.
Micropal., Vol. 5,4, pp. 415-426, New York.

DROOGER, C.W. & FREUDENTHAL, T. (1964): ASSOCIATIONS OF MIOGYPSINA AND LEPIDOCYCLINA AT SOME EUROPEAN LOCALITIES.
Eclogae geol. Helv., Vol. 57, pp. 509-528, Basel.

EAMES-BANNER-BLOW-CLARKE (1962): FUNDAMENTALS OF MIDTERTIARY STRATIGRAPHICAL CORRELATION.
Cambridge, university press, pp. 1-60.

ELLIS, B.F. & MESSINA, A.R. (1965/66): CATALOGUE OF INDEX FORAMINIFERA.
Vol. 1,2,3, Am. Mus. of Nat. Hist., New York.

FAIRBRIDGE, R.W. (1957): REGIONAL ASPECTS OF CARBONATE DEPOSITION: "THE DOLOMITE QUESTION"
Soc. of economic Paleontologists and Mineralogists, Special publications No. 5, Tulska, Oklahoma, pp. 125-178.

FANCELLI, R., GHELARDONI, R. & PAVAN, G. (1966): CONSIDERAZIONI SULL' ASPETTO TETTONICO DELL' APPENNINO CALCAREO CENTRO-MERIDIONALE.
Mem. Soc. Geol. It., Vol. 5, pp. 67-90, Pisa.

FEIGL, F. (1960): TÜPFELANALYSE I, ANORGANISCHER TEIL.
Frankfurt, pp. 1-594.

FOLK, R.L. (1962): SPECTRAL SUBDIVISION OF LIMESTONE TYPES.
In: Classification of carbonate rocks
A.A.P.G., Oklahoma, pp. 62-84.

FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. (1965): BEZIEHUNGEN ZWISCHEN CALCIUM-GEHALT UND BILDUNGSBEDINGUNGEN DER DOLOMITE.
Geol. Rdsch. 55, pp. 29-40, Stuttgart.

GERMANN, K. (1965): DIE TECHNIK DES FOLIENABZUGES UND IHRE ERGÄNZUNG DURCH ANFÄRBEMETHODEN.
N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 121,3, Stuttgart, pp. 293-306.

GÖRLER, K. & RICHTER, M. (1966): ÜBER DIE GEOLOGIE DER MOLISE-ZONE (SÜDITALIEN).
N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Stuttgart, pp. 129-151.

GÖRLER, K. (1967): EIN OLISTHOSTROM IN DER MOLISE-ZONE (SÜDITALIEN) ALS BEISPIEL FÜR RESEDIMENTATION AUS SCHLAMMSTRÖMEN.
N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 129, Stuttgart, pp. 65-82.

GRUSS, H. (1958): EXHALATIV-SEDIMENTÄRE MANGANKARBONAT-LAGERSTÄTTEN MIT BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER LIASSISCHEN VORKOMMEN IN DEN BERCHTESGADENER UND SALZBURGER ALPEN.
N. Jb. Mineral. Abh. 92, Stuttgart, pp. 47-107.

GRZYBOWSKI, J. (1921): CONTRIBUTO AGLI STUDI SULLA STRUTTURA GEOLOGICA DELL'ITALIA MERIDIONALE.
Boll. Soc. Geol. It., Vol. 40, pp. 85-97. Rom.

GWINNER, M. P. (1965): GEOMETRISCHE GRUNDLAGEN DER GEOLOGIE. Stuttgart, pp. 1-154.

HAGN, H. (1956): GEOLOGISCHE UND PALÄONTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM TERTIÄR DES MONTE BRIONE UND SEINER UMGEBUNG.
Paläontogr. A 107, pp. 67-210, Stuttgart.

HANZAWA, S. (1961): FACIES AND MICRO-ORGANISMS OF THE PALEOZOIC, MESOZOIC AND CENOZOIC SEDIMENTS OF JAPAN AND HER ADJACENT ISLANDS.
Int. Sed. Petrogr. Series, Vol. 5, Leiden.
pp. 11-420, tav. 148.

HENSON, F. R. S. (1950): CRETACEOUS AND TERTIARY REEF FORMATIONS AND ASSOCIATED SEDIMENTS IN MIDDLE EAST.
A. A. P. G. Bull., Vol. 34, 1-4, Tulsa.

HERM, D. (1962): STRATIGRAPHISCHE UND MIKROPALÄONTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN DER OBERKREIDE IM LATTENGEBIRGE UND NIERENTAL.
Bayer. Akad. Wiss. Abh., N. Fg., H. 104, München.

HILLEBRANDT, v. A. (1962): DAS PALEOZÄN UND SEINE FORAMINIFERENFAUNA IM BECKEN VON REICHENHALL UND SALZBURG.
Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., Abh. N. F., Heft 104, München, pp. 1-119.

- (1964): ZUR ENTWICKLUNG DER PLANKTONISCHEN FORAMINIFEREN IM ALTTERTIÄR UND IHRE STRATIGRAPHISCHE BEDEUTUNG.
Pal. Zeitschr., Vol. 38 (3/4) pp. 198-206, Stuttgart.

- (1965): FORAMINIFEREN STRATIGRAPHIE IM ALTTERTIÄR VON ZUMAYA (PROVINZ GIUPUZOCA NW-SPANIEN) UND EIN VERGLEICH MIT ANDEREN TETHYSGEBIETEN.
Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., Abh. N. F., Heft 123, München, pp. 1-62.

HOTTINGER, L. (1960 a): RECHERCHES SUR LES ALVÉOLINES DU PALÉOCÈNE ET DE L'ÉOCÈNE.
Schweiz. Pal. Abhdlg., Vol. 75/76, pp. 1-243, Basel.

- (1960 b): ÜBER PALEOCAENE UND EOCAENE ALVEOLINEN.
Eclogae geol. Helv., Vol. 53, pp. 3-243, tav. 18, Basel.

HOTTINGER, L. (1963): LES ALVÉOLINES PALÉOGÈNES; EXEMPLE D'UN GENRE POLYPHYLETIQUE.
In: Evolutionary trends in Foraminifera. Elsevier, Amsterdam, pp. 298-314.

HOTTINGER, L. & SCHAUB, H. (1960): ZUR STUFENEINTEILUNG DES PALEOCAENS UND DES EOCAENS. (EINFÜHRUNG DER STUFEN ILERDIEN UND BIARITZIEN).
Eclogae geol. Helv., Vol. 53, 1, pp. 453-480, Basel.

IETTO, A. (1963): OSSERVAZIONI GEOLOGICHE SU ALCUNE ZONE DE MATESE (APPENNINO CAMPANO).
Boll. Soc. Nat. in Napoli, 72, pp. 112-116, Neapel.

IACOBACCI, A. & MARTELLI, G. (1958): INTRODUZIONE ALLO STUDIO DEI SEDIMENTI MIOCENICI DELL'IRPINIA E DEL SANNIO.
Boll. Soc. Geol. It., Vol. 79, Rom, pp. 565-577.

JENKINS, D.G. (1965): PLANCTONIC FORAMINIFERA AND TERTIARY INTERCONTINENTAL CORRELATIONS.
Micropal. Vol. 11/3, pp. 265-277, New York.

JOHNSON, J.H. (1964 a): PALEOCENE CALCAREOUS RED ALGAE FROM NORTHERN IRAQ.
Micropal. Vol. 10/2, pp. 207-216, New York.

- (1964 b): MIOCENE CORALLINE ALGAE FROM NORTHERN IRAQ.
Micropal. Vol. 10/4, pp. 477-485, New York.

- (1961): LIMESTONE - BUILDING ALGAE AND ALGAL LIMESTONES.
Colorado School of Mines, Colorado, pp. 1-297.

KUENEN, P. (1950): MARINE GEOLOGY.
New York, pp. 1-568.

- (1958): TURBIDITY CURRENTS AMAJOR FACTOR IN FLYSCH DEPOSITION.
Eclogae geol. Helv., Vol. 51, pp. 1009-1021, Basel.

LAZZARI, A. (1950): SULLA TETTONICA DEL MASSICCIO DEL MATESE (PROVINZIA DI BENEVENTO E CAMPOBASSO). - nota preliminare.
Contr. Sc. Geol., 1, Suppl. a la, Ric. Sc., C.N.R., Rom, pp. 112-114.

LINK, T.A. (1950): THEORY OF TRANSGRESSIVE AND REGRESSIVE REEF (BIOHERM) DEVELOPEMENT AND ORIGIN OF OIL.
A.A.P.G., Bull., Vol. 34, Tulsa.

LUTERBACHER, H. (1964): STUDIES IN SOME GLOBOROTALIA FROM THE PALEOCENE AND LOWER EOCENE OF THE CENTRAL APENNINES.
Eclogae geol. Helv., Vol. 57/2, pp. 631-730, Basel.

MANFREDINI, M. (1963 a): OSSERVAZIONI GEOLOGICHE SUL BORDO INTERNO DELLA DEPRESSIONE MOLISANO-SANNITICA (ITALIA MERIDIONALE).
Mem. Soc. Geol. It., Vol. 4, Bologna, pp. 1-15.

- (1963 b): SCHEMA DELL'EVOLUZIONE TETTONICA DELLA PENISOLA ITALIANA.
Boll. Serv. Geol. d'Ital., Vol. 84, pp. 1-15, Rom.

- (1965): SUI RAPPORTI FRA FACIES ABRUZZESE E FACIES UMBRA NELL'APPENNINO CENTRO-MERIDIONALE.
Boll. Serv. Geol. d'Ital., Vol. 86, pp. 87-112, Rom.

MOORE, R.C. (edit.) (1964): TREATISE ON INVERTIBRATE PALEONTOLOGY. Part. C, Protista 2 (Sarcodina), pp. 1-900, New York.

NELSON, H.F., BROWN, C.W.M. & BRINEMAN, J.H. (1962): SKELETAL LIMESTONE CLASSIFICATION.
Classification of carbonate rocks. A.A.P.G., Bull., Oklahoma, pp. 224-252.

NEUMANN, M. (1958): RÉVISION DES ORBITOIDIDÉS DU CRÉTACÉ E DE L'ÉOCÈNE EN AQUITAINE OCCIDENTALE.
Mem. Soc. Geol. France, No. 83, pp. 6-174, Paris.

PESCATORE, T. (1961): UNA SERIE STRATIGRAFICA NEL FLYSCH A SUD-EST DEL MATESE (SANNIO).
Boll. Soc. Geol. It., Vol. 80, n. 3, Rom, pp. 39-44.

- (1962 a): ULTERIORI OSSERVAZIONI SUL FLYSCH A SUD-EST DEL MATESE.
Boll. Soc. Geol. It., Vol. 81, n. 4, Rom, pp. 133-146.

- (1962 b): CONFRONTO TRA SERIE STRATIGRAFICHE A NORD E A SUD-EST DEL MATESE.
Boll. Soc. Nat. in Napoli, Vol. 71, Neapel, pp. 61-65.

- (1963): AFFIORAMENTI DI FLYSCH CRETACICO NELL'ALTA VALLE DEL VOLTURNO (ALTO MOLISE).
Mem. Soc. Geol. It., Vol. 4, Bologna, pp. 1-10.

- (1964): RAPPORTI TRA DEPRESSIONE MOLISANO-SANNITICA E APPENNINO CALCAREO.
Boll. Soc. Nat. in Napoli, 72, Neapel, pp. 213-225.

- (1965): RICERCHE GEOLOGICHE SULLA DEPRESSIONE MOLISANO-SANNITICA.
Atti della Academia di Science fisiche e matematiche.
Ser. 3, Vol. 5, Neapel, pp. 101-145.

PETTIJOHN, F.G. (1957): SEDIMENTARY ROCKS.
New York, pp. 1-718

PIERI, M. (1966): TENTATIVO DI RICOSTRUZIONE PALEOGEOGRAFICO STRUTTURALE DELL'ITALIA CENTRO-MERIDIONALE.
Geologica Romana, Vol. 5, Rom, pp. 407-424.

PIERONI, P.G. (1965): LEPIDOCYCLINA AND MIOGYPSINA FROM OPI, SANGRO VALLEY.
Geologica Romana, Vol. 4, Rom, pp. 161-179.

PRATURLON, A. (1964): CALCAREOUS ALGAE FROM JURASSIC-CRETACEOUS LIMESTONE OF CENTRAL APENNINES.
Geologica Romana, Vol. 3, Rom, pp. 171-202.

- (1966): ALGAL ASSEMBLAGES FROM LIAS TO PALEOCENE IN SOUTHERN LATIUM-ABRUZZI.
A Review. Boll. Soc. Geol. It., Vol. 85, Rom.

PROTO DECIMA, F. & ZORZI, P. (1965): STUDIO MICROPALEONTOLOGICO-STRATIGRAFICO DELLA SERIE CRETACEO-TERZIARIA DEL MOLINETTO DI PEDEROBA.
Consiglio Naz. d. Ricerche, Cent. Naz. per lo studio Geologico e Petrografico delle Alpi, Padova, pp. 3-44, tav. 5.

REISS, Z. & GVIRTZMAN, G. (1964): SUBSURFACE NEOGENE STRATIGRAPHY OF ISRAEL.
Proceedings of the third session in Berne, 3rd. Neogene Congr., Bern, pp. 312-346.

RENZ, O. (1936): ÜBER AUFARBEITUNG VON FORAMINIFEREN IM JUNG-TERTIÄR ÖSTLICH DES TRASIMENISCHEN SEES.
Eclogae geol. Helv., Vol. 29, Basel.

RICCHETTI, G. (1961): GEOLOGIA DEL NUCLEO MESOZOICO DI PIGNOLA E ABRIOLA (POTENZA).
Boll. Soc. Geol. It., Vol. 80, 3, Rom, S. 247-267.

RICHTER, M. (1958): ÜBER DEHNUNG UND LÄNGUNG DER GEBIRGE WÄHREND DER FALTUNG.
Geologie, Gedenkschrift Serge von Bubnoff, Heft 3-6, Berlin, pp. 312-318.

- (1962): ALPEN, APENNIN UND DINARIDEN.
N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Heft 9, Stuttgart, pp. 466-480.

- (1963): DER BAUPLAN DES APENNINS.
N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Heft 9, Stuttgart, pp. 509-518.

- (1967): BEMERKUNGEN ZUR GEOLOGIE DES CILENTO (SÜDITALIEN).
N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Heft 11, Stuttgart, pp. 684-699.

RODA, C. (1965): IL CALCARE PORTLANDIANO A DASYCLADACEAE DI M. MUTOLO (REGGIO CALABRIA).
Geologica Romana, Vol. 4, Rom, pp. 259-290.

SACCO, F. (1908): IL MOLISE.
Boll. Soc. Geol. It., Vol. 27, Rom, pp. 491-538.

SARTONI, S. & CRESCENTI, U. (1962): RICERCHE BIOSTRATIGRAFICHE NEL MESOZOICO DELL' APPENNINO MERIDIONALE.
Giornale di Geologia, Vol. 29, Bologna, pp. 159-387.

SCARSELLA, F. (1957): I RAPPORTI TRA I MASSICCI CALCAREI MESOZOICI ED IL FLYSCH NELL'APPENNINO CENTRO-MERIDIONALE.
Boll. Soc. Geol. It., Vol. 75, Rom, pp. 115-137.

SCARSELLA, F. & MANFREDINI, M. (1955): RELAZIONE PRELIMINARE SUL RILEVAMENTO GEOLOGICO DEL GRUPPO DEL MATESE.
Boll. Serv. Geol. d'Ital., Vol. 76, Rom, pp. 575-579.

SCHAUB, H. (1951): STRATIGRAPHIE UND PALÄONTOLOGIE DES SCHLIERENFLYSCHES MIT BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER PALEOCAENEN UND UNTEREOCAENEN NUMMULITEN UND ASSILINEN.
Schweiz. Pal. Abhdlg., Vol. 68, pp. 1-336, tav. 1-9, Basel.

- (1955): ZUR NOMENKLATUR UND STRATIGRAPHIE DER EUROPÄISCHEN ASSILINEN. (Vorläufige Mitteilung)
Eclogae geol. Helv., Vol. 48, pp. 409-413, Basel.

- (1962 a): ÜBER EINIGE STRATIGRAPHISCH WICHTIGE NUMMULITENARTEN.
Eclogae geol. Helv., Vol. 3, pp. 530-551, Basel.

- (1962 b): CONTRIBUTION À LA STRATIGRAPHIE DU NUMMULITIQUE DU VÉRONAIS ET DU VICENTIN.
Mem. Soc. Geol. It., Vol. 3, pp. 59-66, Paris.

- (1963): ÜBER EINIGE ENTWICKLUNGSREIHEN VON NUMMULITES UND ASSILINA UND IHRE STRATIGRAPHISCHE BEDEUTUNG.
Evolutionary trends in foraminifera, Elsevier, Amsterdam, pp. 282-297.

- (1965): SCHLIERENFLYSCH.
Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing., Vol. 31, Nr. 81, pp. 124-134, Basel.

- (1966): ÜBER DIE GROSSFORAMINIFEREN IM U. EOZÄN VON CAMPO (OBER-ARAGONIEN).
Eclogae geol. Helv., Vol. 59, pp. 355-377, Basel.

SCHNEIDERHÖHN, H. (1962): ERZLAGERSTÄTTEN. (Kurzvorlesungen)
Stuttgart, pp. 1-371.

SELLI, R. (1957): SULLA TRASGRESSIONE DEL MIOCENE DELL'ITALIA MERIDIONALE.
Giorn. di Geol., Ser. 2, Vol. 26, Bologna, pp. 1-54.

- (1962): IL PAELOGENE NEL QUADRO DELLA GEOLOGIA DELL'ITALIA MERIDIONALE.
Mem. Soc. Geol. It., Vol. 3, Pavia, pp. 737-790.

SGROSSO, I. (1964): LA TRASGRESSIONE MIOCENICA NEL MATESE CENTRALE.
Boll. Soc. Nat. in Napoli, Vol. 72, Neapel, pp. 150-153.

SGROSSO, I. (1965): LA SERIE STRATIGRAFICA DELLA SERRA DELLA MACCHIETELLE IN RELAZIONE AD ALCUNE CARATTERISTICHE DELLA TETTONICA DEL MATESE.
Boll. Soc. Nat. in Napoli, Vol. 73, Neapel, pp. 186-194.

SIGNORINI, R. (1962): OSSERVAZIONI GEOLOGICHE NELL' ALTO MOLISE.
Boll. Soc. Geol. It., Vol. 80, Rom, pp. 215-224.

SIGNORINI, R. & DEVOTO, G. (1962): IL PALEOGENE NELL' ALTO MOLISE.
Mem. Soc. Geol. It., Vol. 3, Pavia, pp. 461-511.

STEFFENS, P. (1967): GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DER MOLISE-ZONE NORDÖSTLICH VON ISERNIA (SÜDITALIEN).
Inaugural-Dissertation, Berlin, pp. 5-118.

TRÖGER, W. E. (1967): OPTISCHE BESTIMMUNG DER GESTEINS-BILDENDEN MINERALE. Teil 2, Textband
E. Schweizerbart' sche Verlagsbuchhdl. Stuttgart, pp. 1-822.

TWENHOFEL, W. A. (1950): CORAL AND OTHER ORGANIC REEFS IN GEOLOGIC COLUMN.
A. A. P. G. Bull., Vol. 34, 1-4, Tulsa.

VALLARIO, A. (1964): UN MOTIVO TETTONICO NEI MONTI DI CIORLANO (MATESE OCCIDENTALE).
Boll. Soc. Nat. in Napoli, Vol. 73, Neapel, pp. 63-67.

VERVLOET, C. C. (1966): STRATIGRAPHICAL AND MICROPALEONTOLOGICAL DATA ON THE TERTIARY OF SOUTHERN PIEMONT (NORTHERN ITALY).
Utrecht, pp. 5-88.

VOGEL, W. (1968): DER ÜBERGANG VOM KALKAPENNIN (ABRUZZEN) ZUR MOLISE-ZONE ZWISCHEN OBEREM SANGRO- UND OBEREM VOLTURNO-TAL (SÜD-ITALIEN).
Inaugural-Dissertation, Berlin.

ZANFRÀ, S. (1963): OSSERVAZIONI MICROPALEONTOLOGICHE DELLA SERIE DEI TERRENI DAL CRETACICO MEDIO AL MIOCENE INFERIORE SUL BORDO ORIENTALE DEL MASSICCIO DEL MATESE (ITALIA MERIDIONALE).
Mem. Soc. Geol. It., Vol. 4, Bologna, pp. 1-7.

Abb.1 Karreria sp. (Bild oben, Mitte) Vergr. ca. 15x

Abb.2 Alveolinenkalk aus dem Unter-Cuisien bis Mittel-Cuisien mit Alveolina rugosa HOTTINGER (B-Form) Vergr. ca.9 x

Abb.3 Fabiania sp., aus Biomikriten der Monaci-Formation Fazies 1 Vergr. ca. 25 x

Abb.4 Chapmanina sp. (Bildmitte) aus den gleichen Biomikriten. Vergr. ca. 16 x

Abb.5 Miogypsinen-Biomikrudit der Cusano-Formatio mit Miogypsina globulina (MICHELOTTI). Vergr. ca. 23 x

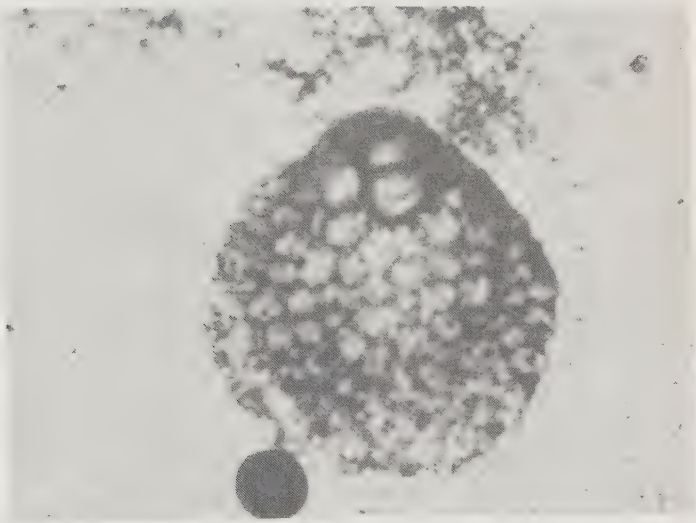


Abb.6 Miogypsina globulina (Äquatorialschnitt) Vergr. ca. 26 x

Abb.7 Im oberen Teil stark zerklüftete Ober-Kreide der Mte.Calvello-Formation, B mylonitisierte Mergel und Mikrite der Morcone-Formation (Oligozän).Die Überschiebungsfläche ist sekundär an Abschiebungen versetzt.

Lebenslauf

Am 23.10.1940 wurde ich, Ingo Kintscher, als Sohn des Reichsbahnrates Dr. jur. Heinrich Kintscher und seiner Ehefrau Brigitte Kintscher, geb. Kloss, in Königsberg (Ostpreußen) geboren. Meine Schulzeit begann im Herbst 1946 an der Volksschule in Gauting bei München. Im Sommer 1948 zogen wir nach Kassel um. Dort bestand ich Ostern 1951 die Aufnahmeprüfung zur Wilhelmschule (Gymnasium für Jungen). Diese Schule besuchte ich bis zu meiner Reifeprüfung am 4. März 1960.

Am 18. April 1960 ließ ich mich an der Freien Universität Berlin für die Fachrichtung Geologie der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät immatrikulieren. Am 26.5.1966 bestand ich meine Diplomprüfung.

Meine Lehrer an der Freien Universität waren die Herren Professoren: Richter, Bischoff, Schneider (Geologie), Mehnert (Mineralogie), Kühne (Paläontologie), Jahr (Chemie), Lassen (Physik), Ulrich (Zoologie), Thielke (Botanik).